

A Preliminary Study on Tectonic Sequence Stratigraphy for the Lower Cretaceous in the Tanan Sag, Tamtsag Basin, Mongolia

Xiaodong Sun¹, He Liu¹, Chunbai Li¹, Genyao Wu², Qiang Li¹, Ge Zhang¹, Geng Gao¹, Defeng Zhu¹, Jinkui Wang¹, Shaojun Liu¹

¹Exploration and Development Research Institute of Daqing Oilfield Ltd., Daqing

²Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing

Email: xiaodongsun@petrochina.com.cn

Received: Jan. 16th, 2014; revised: Feb. 20th, 2014; accepted: Mar. 2nd, 2014

Copyright © 2014 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

Based on the drilling data, seismic reflecting horizons, together with sedimentological achievements, in the light of the tectonic sequence stratigraphy, the sequences in the Lower Cretaceous of the Tanan Sag are studied and discriminated. The Tongbomiao Formation, as deposits of the initial rifting stage and being divided into two members lithologically, is correlated to two third-order sequences (SQ1 and SQ2). The Nantun Formation, record of the main rifting stage, is correlated to third-order sequence SQ3, in which three forth-order sequences (Sq31, Sq32 and Sq33), and furthermore, seven fifth-order sequences, are identified. The superface of Sq32 represents the largest lacustrine overflow, which marks blossom phase of the basin developing, and the seven suborder tectonic units formed during this period. The Damoguaihe Formation, as deposits of the stage from fault-depressing to down-warping, is correlated to third-order sequence SQ4, in which two forth-order sequences are identified. The Yimin Formation, record of down-warping stage, is correlated to third-order sequence SQ5. The contemporaneous faulting plays an important role in the sequence developing, which can be separated into three grades and two systems. The NE-orientated normal faulting activates during sedimentary period of the Tongbomiao and Nantun Formations, which results in the containing space enlarged on the upper side. The strike-slip (or transtensive) faulting, with NEN-striking or approximate longitude-striking, moves during sedimentary period of the Damoguaihe Formation and lower part of the Yimin Formation. Vertically, the both fault systems are bounded by the T₂₂ seismic reflecting horizon (the top surface of Nantun Formation).

Keywords

Tectonic Sequence Stratigraphy, Sequence Interface, Sequence Structure, Contemporaneous Faulting, Lower Cretaceous, The Tanan Sag, The Tamtsag Basin

蒙古国塔木察格盆地塔南凹陷下白垩统构造层序地层学的初步研究

孙效东¹, 刘 赫¹, 李春柏¹, 吴根耀², 李 强¹, 张 革¹, 高 庚¹, 朱德丰¹, 王金奎¹, 刘绍军¹

¹大庆油田有限责任公司勘探开发研究院, 大庆

²中国科学院地质与地球物理研究所, 北京

Email: xiaodongsun@petrochina.com.cn

收稿日期: 2014年1月16日; 修回日期: 2014年2月20日; 录用日期: 2014年3月2日

摘 要

基于钻井地质分层、地震反射界面波组特征并结合沉积学的成果, 以构造层序地层学为指导, 研究并划分了塔南凹陷下白垩统的地层层序。铜钵庙组是初始裂陷期的沉积, 岩性上分为两段, 对应2个三级层序SQ1和SQ2。南屯组是主裂陷期的记录, 对应1个三级层序, 可划分出3个四级层序(Sq31、Sq32和Sq33), 进一步划分出7个五级层序。Sq32的顶面是最大湖泛面, 标志凹陷范围在此时达到最大, 7个次级构造单元在南屯组沉积期形成。大磨拐河组是断拗转换期的沉积, 对应1个三级层序SQ4, 划分出2个四级层序。伊敏组是拗陷期的记录, 对应的三级层序为SQ5。同生断层活动在层序发育中起了重要作用, 按规模分为三级, 按展布分为两套。铜钵庙组-南屯组沉积期北东走向的正断层活动, 其上盘可容空间明显增大; 大磨拐河组-伊敏组沉积早期北北东-近南北向的走滑(或张扭)断层活动。剖面上这两套断层以T₂₂界面(南屯组顶面)为分界。

关键词

构造层序地层, 层序界面, 层序结构, 同生断层, 下白垩统, 塔南凹陷, 塔木察格盆地

1. 引言

20世纪80年代, 在相对稳定的被动大陆边缘的研究中提出了层序地层学; 基于全球海平面变化为主控因素的观点建立的两种层序发育模式较好地解释了层序格架内沉积体系的分布。90年代层序地层学的研究对象从海相地层发展到陆相地层, 这要求层序地层学与沉积学、构造地质学有更紧密的结合, 因为陆相地层的堆积空间(盆地形状)、地层底面和物源供应等远较海相地层复杂。Vail等强调地层层序由构造运动、全球海平面升降、沉积过程和气候变化等相互作用而产生, 突出了不同级别的构造作用对地层层序的影响, 提出了一整套将层序地层分析、沉降史分析和构造地层分析相结合、互为补充的综合地层分析方法[1]。Van Dijk提出构造层序地层学(tectonic sequence stratigraphy), 简单地说, 是盆地的可容空间和物源供应等主要由边界断裂的构造活动决定, 层序界面主要是构造界面(不整合面)[2]。吴根耀及时地将阿尔卑斯-亚平宁地区的这一思想成果介绍给中国同仁, 认为构造层序地层学是研究陆相层序地层既简明又易于操作的好思路[3]。

中国因陆相地层广布且大多进行过油气勘探, 故较早且较成功地将层序地层学应用于陆相地层(盆地)

的分析中[4]-[7]。李思田等把相和沉积体系置于盆地的整体地层格架内,按等时界面划分、识别并对比层序界面,提出了盆地充填系列和构造层序,形成了不同于国外海相层序地层学模式的陆相沉积层序分析的系统方法[8]。顾家裕提出陆相断陷盆地中的陡坡型和缓坡型两类地层层序模式[9]。纪友亮和张世奇提出陆相断陷湖盆的层序地层学模式[10] [11]。林畅松等[12] [13]和任建业等[14]讨论了断陷盆地中的坡折带对层序发育样式的控制。操应长等认为陆相断陷盆地可能因幕式的构造运动而只能分出两个体系域,称 T-R 层序[15]。可以清楚地看到:中国的(石油)地质学家对陆相层序地层研究做出的这一系列新贡献几乎都来自断陷盆地。

蒙古国东部的塔木察格盆地是中国北部海拉尔盆地的南延,其次级构造单元南贝尔凹陷和塔南凹陷是海拉尔盆地中部坳陷(贝尔湖坳陷)的次级单元贝尔凹陷的南延[16]。对贝尔凹陷的层序地层学已有了初步研究[17]-[19];杨永华等则研究了蒙古境内的塔南凹陷下白垩统的层序结构类型、控制因素和层序发育模式,把盆地演化分为初始裂陷期(铜钵庙组, K_1t)、深陷期(南屯组, K_1n)和裂谷后过渡期[20]。

本文作者等已详细研究了塔南凹陷的铜钵庙组[21]和南屯组 - 大磨拐河组(K_1d)¹的沉积特征及其构造 - 古地理意义;在此基础上,本文拟以构造层序地层学为理论指导,归纳地震反射界面的波组特征和同生正断层的展布,建立层序地层格架并划分层序,进而探讨层序发育与边界断裂活动和盆地演化之间的关系。

2. 地震反射界面波组特征

为便于以下的叙述,先把各地震反射层位与钻井地质分层的对应关系、下白垩统的层序划分和盆地演化阶段等综合于图 1 中。据塔南凹陷内地震剖面的反射特征,可归纳出铜钵庙组至大磨拐河组地震反射界面的波组特征,自下而上简述如下。

2.1. T₅ 反射界面

塔南凹陷的 T₅ 界面是铜钵庙组的底面(亦即是沉积湖盆的底界面),是下白垩统与下伏上侏罗统火山岩之间的不整合面。它具有一般侵蚀面的反射特征:振幅较强,频率低,角度不整合现象明显,横向不太稳定,在低洼处可见上覆地层的充填和超覆现象,在高部位或斜坡处可见高角度不整合及凸凹不平的丘状外形。波组特征可分成 3 种类型。第一类的基底面的结构特征展示得比较清楚,即强能量、低频,角度不整合接触明显(图 2),反射波品质好,约占研究区面积的百分之六十。第二类是基底面的结构特征展示得不太清楚,即量能较弱、连续性较差,但可以看见上、下两组地层的角度不整合接触关系(图 3),反射波品质较好,约占研究区面积的百分之三十。第三类是基底面的结构特征展示得不清楚,即量能弱且很难确定基底反射的准确位置,反射波品质较差,只能通过钻井控制或者通过相邻地区引层追踪对比解释来确定,约占研究区面积的百分之十左右。T₅ 层反射时间变化较大,大约在 1600 ms 至 2600 ms 之间变化。

2.2. T₃ 反射界面

T₃ 反射界面相当于铜钵庙组顶界反射面或南屯组的底界面,即:该界面是铜钵庙组与南屯组之间的一个区域性不整合构造面。下伏的铜钵庙组地层具高密度、高速度和高阻抗段的电性特征,在地震剖面上则是中低频高能量反射的特征。T₃ 反射波是一组连续性好的强波,经常以一个相位出现,剖面视频率 30 Hz 左右,对比标志清楚,资料品质较好,可在全区内可靠追踪。在塔南凹陷的大部分地区, T₃ 界面在地震反射剖面上特征明显,为上超下剥的反射结构特征(图 4):下伏地层与该界面有一定角度不整合接触,大部分地区为一组强反射,上覆地层明显超覆在该反射界面上。因此,利用上超下剥的反射特征,

¹李春柏,李强,张革,等,2014。蒙古国塔木察格盆地塔南凹陷南屯组 - 大磨拐河组的沉积特征和构造 - 古地理意义。

地层	地震反射界面	层序划分			盆地演化
		三级层序	四级层序	五级层序	
伊敏组	T ₀₄	SQ5	Sq52		坳陷期
	T ₁		Sq51		
大磨拐河组	T ₂	SQ4	Sq42		断坳转换期
	T ₂₀₁		Sq41		
南屯组	T ₂₂	SQ3	Sq33		主裂陷期
	T ₂₂₁		SQ32	sq32-3	
	T ₂₋₃			sq32-2	
	T ₂₂₂			sq32-1	
	T ₃		Sq31	sq31-3	
			sq31-2		
			sq31-1		
铜钵庙组	T ₃	SQ2			初始裂陷期
	T ₃₋₁	SQ1			
	T ₅				

Figure 1. Sequence stratigraphy and reflection boundary of Lower Cretaceous in Tanan Sag
 图 1. 塔南凹陷下白垩统地震反射界面和层序地层划分

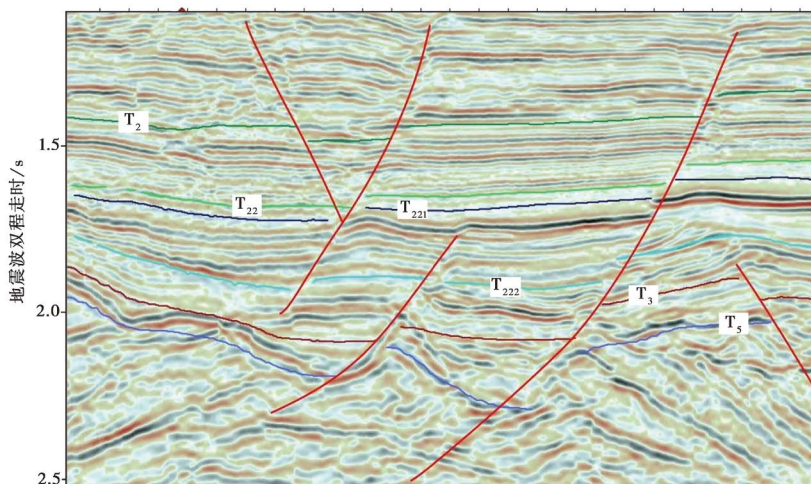


Figure 2. Seismic reflection characteristic of T₂₂ and T₅ on inline 745
 图 2. Inline 745 线 T₂₂ 和 T₅ 界面地震反射特征

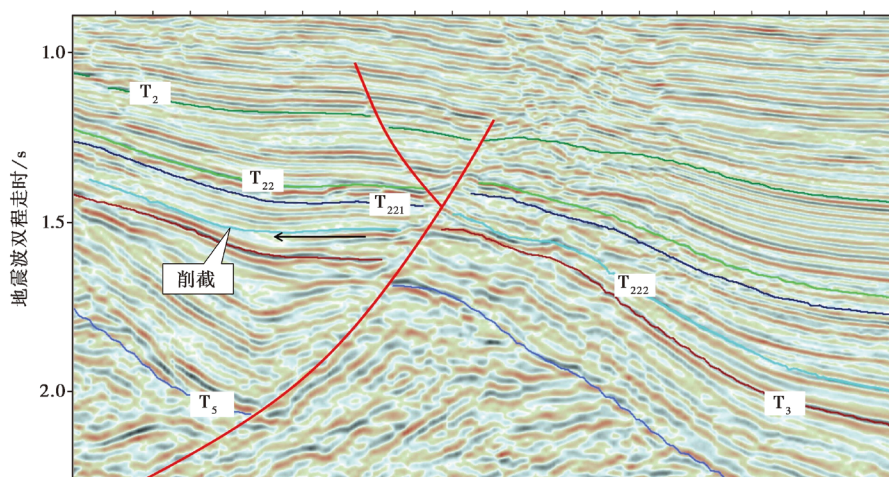


Figure 3. Seismic reflection characteristic of T_{222} and T_5 on inline 393
图 3. Inline 393 线 T_{222} 和 T_5 界面地震反射特征

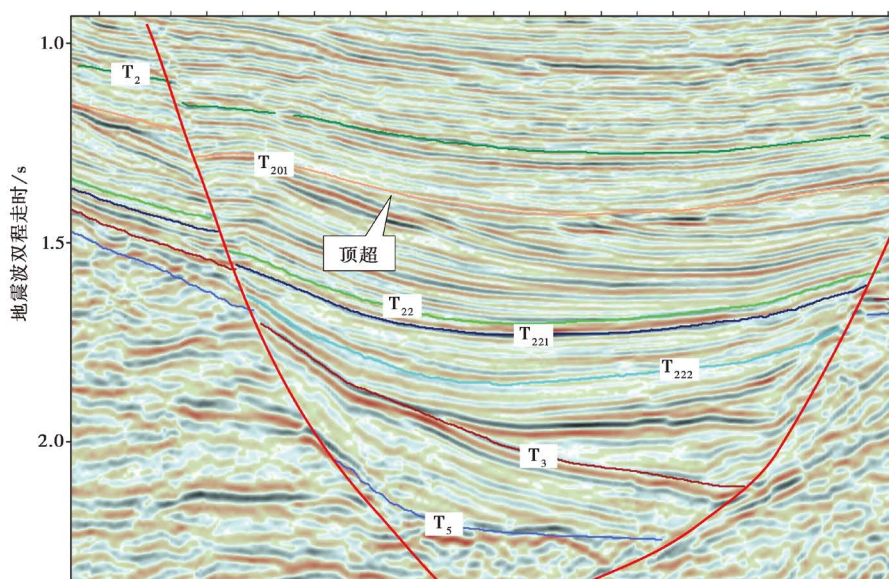


Figure 4. Seismic reflection characteristic of T_{201} and T_3 on inline 1605
图 4. Inline 1605 线 T_{201} 和 T_3 界面地震反射特征

容易区分该反射界面。该反射层位于 T_5 反射层之上大约 100~500 ms 之间，其间基本为低频强反射段。 T_3 反射层的 t_0 值一般在 1400 ms 至 2100 ms 之间变化；在研究区北部及西北部有局部剥蚀或未沉积区， T_3 反射层超覆在 T_5 反射层上。

2.3. T_2 反射界面

T_2 界面相当于大磨拐河组顶界反射面。它在地震反射剖面上特征比较清楚，为多个前积反射层顶的包络面，在不同区域有一定差异。大磨拐河组层段是一套高频率中强振幅的平行-亚平行反射，资料品质较好，连续性中等。大磨拐河组上部的反射品质好于下部，经常是 2~3 个相位的中振幅较连续反射，部分地区见顶超现象，全区可对比追踪。此反射层的 t_0 值一般在 1120 ms 至 1510 ms 之间变化。在 T_3 与 T_2 界面还有 4 个重要的反射界面，自下向上简述如下。

2.3.1. T_{222} 反射界面

T_{222} 界面相当于南屯组第一个四级层序 $Sq31$ 的顶界反射面。该界面在塔南凹陷中部底超现象明显，在西部斜坡偶见削截，为局部不整合反射面。该反射层为中强 - 弱振幅、连续、中频反射，其上多为中强振幅、较连续的楔状反射层，其下为中强 - 弱振幅平行、亚平行反射，全区追踪对比可靠。研究区南部断块多，追踪对比相对困难。

2.3.2. T_{221} 反射界面

T_{221} 界面相当于南屯组第二个四级层序 $Sq32$ 的顶界反射面。该界面上距 T_{22} 反射界面 30 ms 左右，与 T_{22} 反射基本平行。该反射层在塔南凹陷东部为中 - 弱振幅、中 - 低连续、波状局部亚平行，西部为中强 - 弱振幅、连续、中频反射。在塔南凹陷北部，偶见该界面为削截(图 5)，中部发育底超，在边界断层附近与 T_{22} 反射合并。其上为弱振幅、较连续 - 断续波状反射，其下为中强振幅、较连续的楔状反射层。参照 T_{22} 反射波进行了 T_{221} 界面的全区追踪对比，追踪对比可靠。

2.3.3. T_{22} 反射界面

T_{22} 界面相当于南屯组顶界反射面(亦即南屯组第三个四级层序的顶面)，局部地区可见该组与上覆大磨拐河组之间为不整合接触。该反射层为中强 - 弱振幅、连续、中高频反射，其上为平行、亚平行中强振幅、较连续反射，其下为一组弱振幅、较连续楔状反射层(图 2)，全区追踪对比可靠。该界面在三维工区的大部分地震资料中为整合反射面，局部见不整合反射面。南屯组较铜钵庙组地层砂岩明显减少，以大套暗色泥岩为主，地层密度和阻抗值明显减小，所对应的地震剖面是中等强度反射为主，局部为弱反射。反射品质在塔南凹陷东北部及南部的区域内都比较好，在西北部相对较差。在资料品质好的时候，常表现出连续的具有一到两个相位的强波；在塔南凹陷的西北部为多套前积层的底界面，追踪相对难度大，容易追踪到前积层里造成追踪错误。 T_{22} 层与 T_3 层之间基本为中强较连续的反射段，局部为弱反射和空白反射。 T_{22} 反射层的 t_0 值一般在 1250 ms 至 1800 ms 之间变化，时间跨度较 T_3 、 T_5 层明显减小，横向时间变化明显变缓， t_0 最大值在塔 19-6 井西南处。一些断层在 T_{22} 附近停止伸展活动，表明 T_{22} 层上、下存在明显的构造变化。

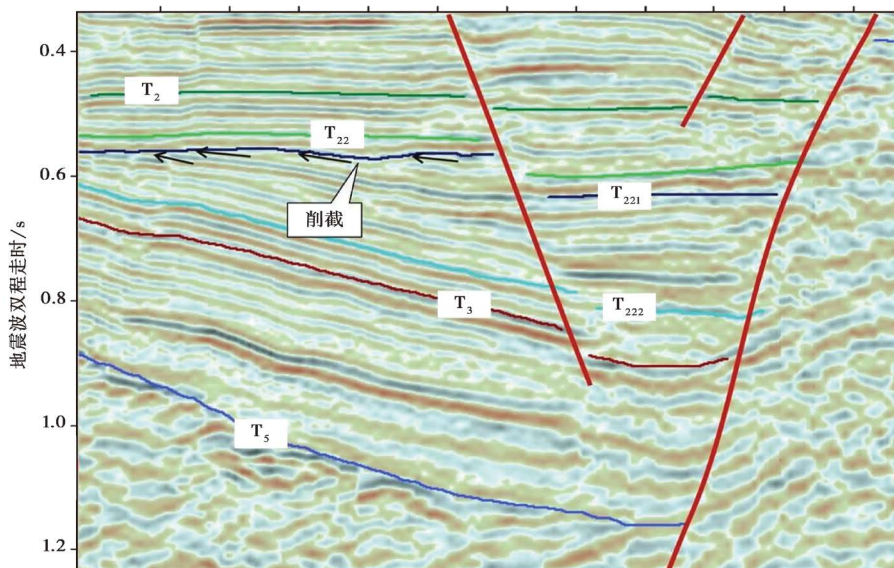


Figure 5. Seismic reflection characteristic of T_{221} on inline 1609

图 5. Inline 1609 线 T_{221} 界面地震反射特征

2.3.4. T_{201} 反射界面

T_{201} 界面相当于大磨拐河组的第一个四级层序 Sq_{41} 的顶界反射面。该界面地震反射特征清楚，为多个前积反射层顶的包络面，顶超发育(图 4)。该反射层为中强振幅、连续、中频反射，其上为中强振幅、连续、平行 - 亚平行反射，其下为中强振幅局部存在前积反射，全区追踪对比可靠。此反射层的 t_0 值一般在 980 ms 至 1600 ms 之间变化。

3. 层序地层格架

3.1. 三级层序划分

鉴于塔南凹陷为东断西超的箕状断陷，东西向剖面能够很好反映断陷的结构特征，因此选择了 4 条东西向层序地层格架剖面进行塔南凹陷下白垩统的层序地层研究，位置见图 6。本文的 A-A'剖面(图 7)和 B-B'剖面(图 8)的位置同李强等[21]等文中的图 6 (连井沉积相剖面)的 A-A'剖面和 B-B'剖面，本文的 C-C'剖面(图 9)和 D-D'(图 10)与李强等[21]文中图 6 的 C-C'剖面和 D-D'剖面的位置相近但为近东西向。C-C'剖面位于杨永华等[20]图 3 所示的层序地层格架剖面以北约 2km 处。除铜钵庙组外，下白垩统的其它 3 个组各对应一个三级层序。

铜钵庙组是塔南凹陷初始裂陷期的沉积记录，岩性上可分为两段。下段分布较局限，仅见于凹陷东部(因塔南凹陷总体为一东断西超的箕状断陷)及中部，以冲积扇和扇三角洲平原亚相沉积为主，对应的三级层序为 SQ_1 。上段沉积时塔南凹陷的雏形出现，以扇三角洲和湖底扇沉积为主，岩性上自下而上具粗细 - 粗的变化规律，反映了从湖平面上升到湖平面下降的完整过程，形成了两大沉积体系即湖侵体系域和高位体系域。上段对应的三级层序为 SQ_2 ，发育了从湖侵体系域到高位体系域的完整旋回。 SQ_1 与 SQ_2 间以 T_{3-1} 反射界面为分界。

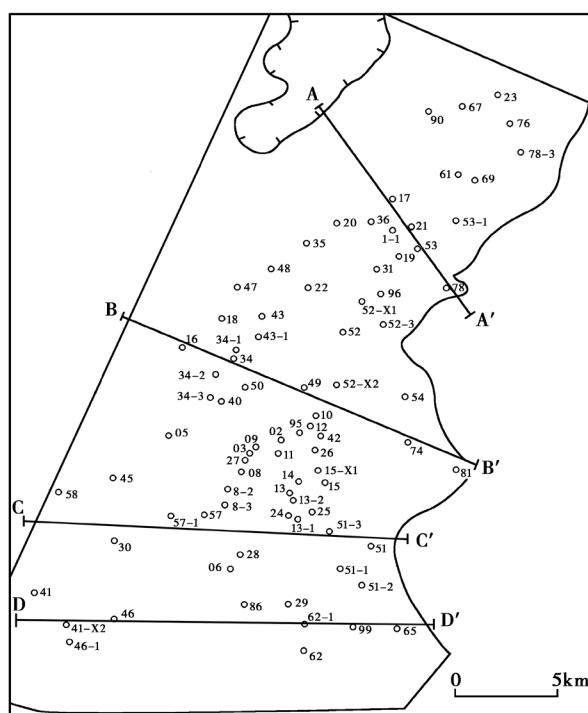


Figure 6. Boreholes of Tanan Sag, indicating section position of Figure 7-Figure 10

图 6. 塔南凹陷的主要钻孔，示图 7~图 10 的剖面位置

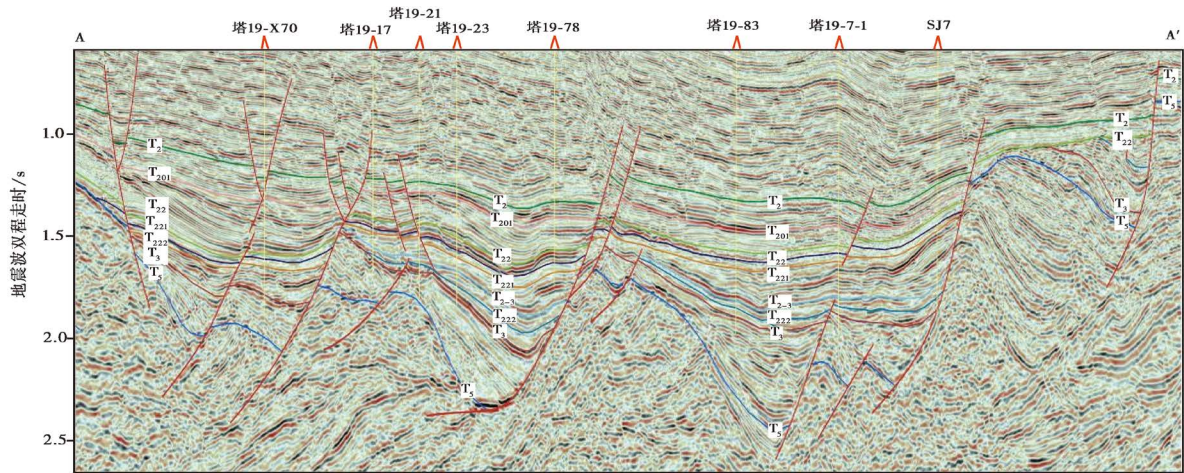


Figure 7. Sequence stratigraphic framework section A-A' (T19-X70-T19-17-T19-21-T19-23-T19-78-T19-83-T19-7-1-SJ7)
图 7. A-A' (塔 19-X70 井-塔 19-17 井-塔 19-21 井-塔 19-23 井-塔 19-78 井-塔 19-83 井-塔 19-7-1 井-SJ7 井)层序地层格架剖面图

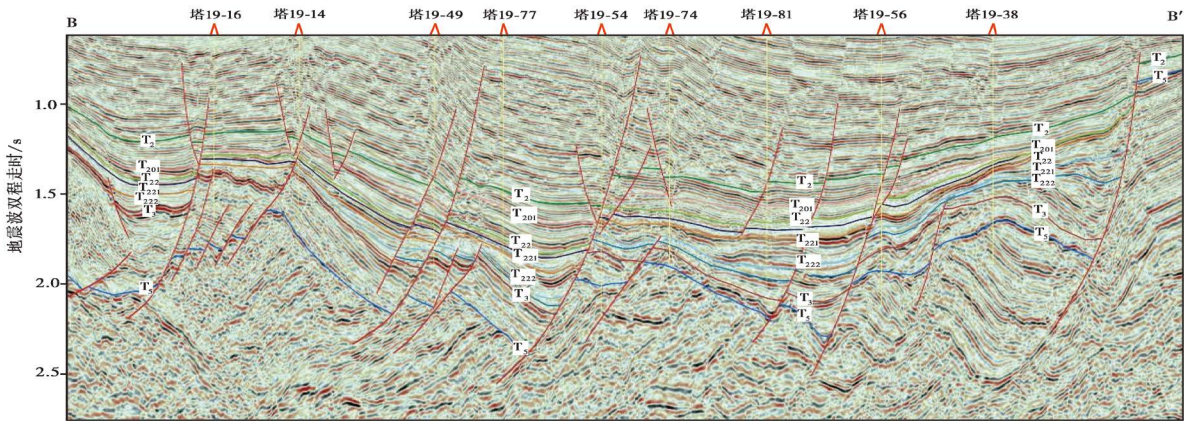


Figure 8. Sequence stratigraphic framework section B-B' (T19-16-T19-14-T19-49-T19-77-T19-54-T19-74-T19-81-T19-56-T19-38)
图 8. B-B' (塔 19-16 井-塔 19-14 井-塔 19-49 井-塔 19-77 井-塔 19-54 井-塔 19-74 井-塔 19-81 井-塔 19-56 井-塔 19-38 井)层序地层格架剖面图

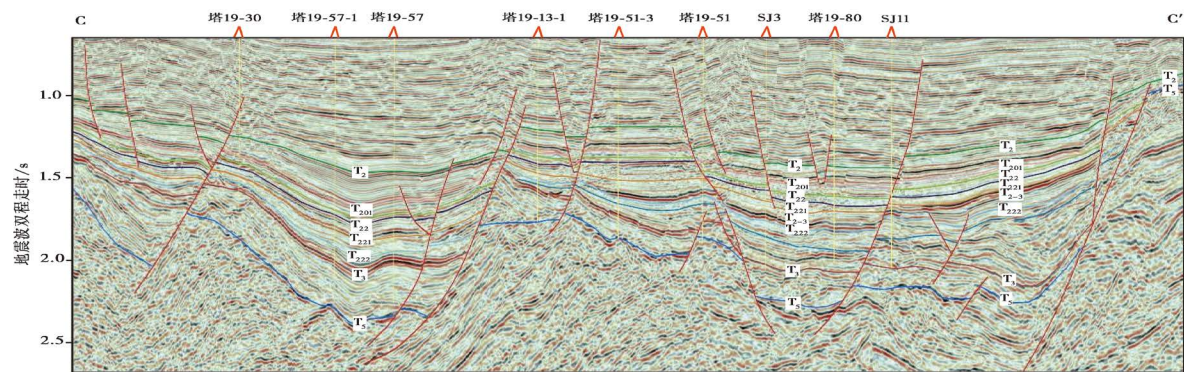


Figure 9. Sequence stratigraphic framework section C-C' (T19-30-T19-57-1-T19-57-T19-13-1-T19-51-3-T19-51-SJ3-T19-80-SJ11)
图 9. C-C' (塔 19-30 井-塔 19-57-1 井-塔 19-57 井-塔 19-13-1 井-塔 19-51-3 井-塔 19-51 井-SJ3 井-塔 19-80 井-SJ11 井)层序地层格架剖面图

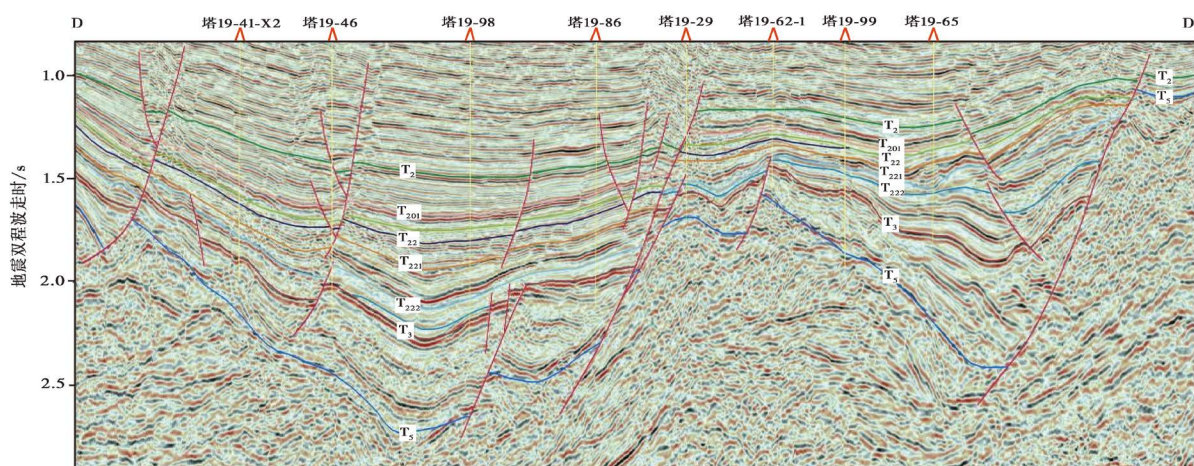


Figure 10. Sequence stratigraphic framework section D-D' (T19-41-X2-T19-46-T19-98-T19-86-T19-29-T19-62-1-T19-99-T19-65)

图 10. D-D' (塔 19-41-X2 井-塔 19-46 井-塔 19-98 井-塔 19-86 井-塔 19-29 井-塔 19-62-1 井-塔 19-99 井-塔 19-65 井) 层序地层格架剖面图

与铜钵庙组相比,南屯组的明显特点是以细粒沉积(粉砂岩、泥岩等)为主,总趋势是下段粗上段细,反映了从湖平面上升到湖平面下降的完整过程,形成了两大沉积体系即湖侵体系域和高位体系域(尤以湖侵体系域发育),低位体系域仅局部地区发育。南屯组对应的三级层序为 SQ3,发育了从湖侵体系域到高位体系域的完整旋回,湖侵体系域与高位体系域转换处为塔南凹陷的最大湖泛面(MFS),标志湖盆发育达到鼎盛。地震反射特征表现为低频亚平行弱反射,说明层序结构内部主要为岩性相对一致的细碎屑沉积。

大磨拐河组对应的三级层序为 SQ4,是塔南凹陷断拗转换期形成的层序。该层序形成时同沉积正断层基本已停止活动(南屯组沉积期的正断层没有上延入大磨拐河组),但盆地东界断裂和中央断裂等对盆地发育和沉积相展布仍有明显控制,只是断裂活动主要表现为剪切(见前脚注)。该层序在凹陷发生整体沉降的背景下形成,沉积范围广,水体浅,沉积地层的厚度自中心向两侧减薄,以三角洲沉积为主,不发育水下扇和扇三角洲沉积。

伊敏组(K_{1y})对应的三级层序为 SQ5,以 T₂ 界面为底面, T₀₄ 界面为顶面,是拗陷期形成的层序。伊敏组尽管厚度巨大,但没有油气勘探意义,故研究较差。该组可分为 3 个岩性段,一段与二段之间为 T₁ 界面分隔,据此可将 SQ5 分为 2 个四级层序。伊敏组沉积后塔南凹陷反转隆起,缺失晚白垩世早-中期沉积[16],故它与上覆地层间明显为不整合接触。

3.2. 四级、五级层序划分

3.2.1. 南屯组

凹陷中央主裂陷期沉积了厚层泥岩,形成退积型扇三角洲等沉积体系,是主要的生油层和储油层,故南屯组是塔南凹陷的主力目的层,研究相对较详。岩性上该组可分为两段,称南一段和南二段。对中国境内贝尔凹陷的研究表明:南屯组内部发育两个不整合面,一个位于南一段内部,另一个位于南一段与南二段之间[22]。根据塔南凹陷南屯组内部断层活动的强烈程度并参阅贝尔凹陷的成果,该地的 SQ3 可划分出 3 个四级层序,自下而上称 Sq31、Sq32 和 Sq33。

Sq31 形成于盆地控盆断裂强烈活动期,底界面为 T₃ 反射面,顶界面为 T₂₂₂ 反射面。其地层厚度较大,且集中在同生断裂一侧;因该时期沉积主要受东部边界断裂的控制,故沉积范围集中在东部次凹以及中部次凹的部分地区。

Sq32 形成于控盆断裂活动减弱到全凹陷开始整体沉降时期，底界面为 T_{222} 反射面，顶界面为 T_{221} 反射面。地层厚度仍然较大，但沉积中心明显发生转移。在东部控盆断裂一侧，原来的南部沉降中心开始北移，沉降中心主要形成于中部偏北(这意味着边界断裂已发生张扭性活动)。受凹陷整体沉降的影响，沉积范围扩大，除北部的隆起区外基本上在全凹陷都接受沉积。

Sq33 形成于整体沉降初期，此时控盆断裂基本上已经停止伸展活动，底界面为 T_{221} 反射面，顶界面为 T_{22} 反射面。沉积厚度均匀，沉积范围广，沉降中心主要位于凹陷中心，不受东界断层活动的控制。

SQ3 可进一步划分出 7 个 5 级层序。Sq31 的岩性自下而上为粗-细-粗组合，发育了从湖侵体系域到高位体系域的完整旋回，可进一步细分为 3 个 5 级层序即 sq31-1、sq31-2 和 sq31-3。由于南屯组下部地层在凹陷西部大面积缺失，sq31-1 的分布较为局限。sq31-2 和 sq31-3 的岩性自下而上为细-粗组合，反韵律，两者之间的旋回性不明显。如在塔 19-68 井所见，sq31-2 岩性相对较细，泥质含量较高；sq31-3 碎屑相对较粗，不含泥质。

Sq32 的岩性自下而上为粗-细组合，正韵律，其顶面即为最大湖泛面，可进一步细分为三段，对应的 5 级层序分别称 sq32-1、sq32-2 和 sq32-3。Sq32-1 自下而上为粗-细组合，正韵律；sq32-2 自下而上为细-粗组合，反韵律；sq32-3 自下而上为粗-细组合，正韵律。

Sq33 的岩性组合和旋回性不明显，电性特征是向上电阻率增大，自然伽马值降低，反韵律。该四级层序仅由一个 5 级层序构成。

3.2.2. 大磨拐河组

大磨拐河组内部可根据断层的活动强烈程度划分出 2 个四级层序，称 Sq41 和 Sq42。Sq41 形成于盆地沉降初期，底界面为 T_{22} 反射面，顶界面为 T_{201} 反射面。其特点是：沉积水体浅，三角洲沉积广泛分布且范围较大。地震剖面上显示该时期前积结构近全凹陷分布。除三角洲沉积发育地区地层厚度较大且变化不大外，其它地区仍然具有从盆地中心向边缘厚度减薄的规律。Sq42 形成于盆地整体沉降期，底界面为 T_{201} 反射面，顶界面为 T_2 反射面。该时期凹陷内最大的边界控盆断裂已基本停止活动，盆地整体沉降，范围扩大。盆地内三角洲沉积后退，部分地区沉积厚度增大可能受塔南凹陷以外地区的影响。

4. 同生断层概述

同生断层活动在塔南凹陷下白垩统的层序发育中起了重要作用，故单列一节讨论。塔南凹陷断层的平面分布可参阅陈玮常等[23]，切过凹陷北部的剖面图见图 11。

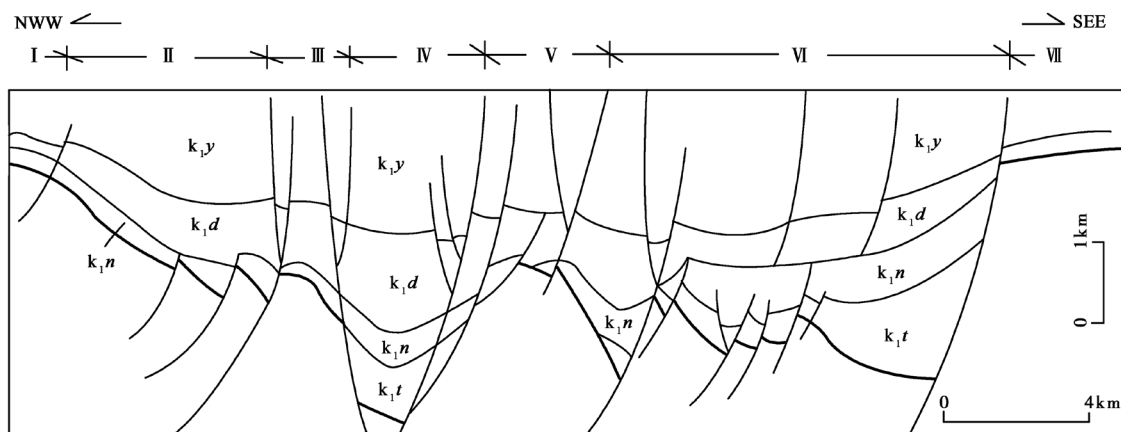


Figure 11. Cross section of Tanan Sag, indicating secondary structure unit and faults

图 11. 塔南凹陷横剖面图，示次级构造单元和断裂(说明见正文)

4.1. 三级同生断层

在盆地的发生和发育过程中，因同沉积断层的规模和活动强度不同，它们所起的作用和影响程度明显不同。塔南凹陷石油勘探的实践中发现同生断层可分为三个级别。

一级同生断层是控制盆地的边界、划分盆地中一级构造单元的基底大断裂，都向下深切入盆地基底中。它们大多有前白垩纪的活动史，因而在塔南凹陷开始形成时即对盆地的发生和发育起明显作用。一级同生断层的分布决定着盆地的基本构造格局，属控盆断层或控陷断层，断距大，延伸长，常断开 T_2 至 T_5 层的各地震反射界面，并造成断层上升盘地层缺失。

它们是塔南凹陷的构架性断层，如东部次凹的东界断裂、中央潜山断裂带两侧的断裂和西部次凹的东界断裂等(图 11)。

二级同生断层是控制二级构造带的主干断层，其规模比一级断层小一个数量级。断层延伸 10 余千米或数十千米，垂直断距在几十至数百米之间，其数量大约比一级断层多两倍以上。二级断层明显地控制断层两盘的沉积厚度变化，但一般不像一级断层那样造成上升盘的地层缺失。它们也下切入基底内，如东部次凹和西部次凹内的断层，但下切深度明显逊于一级同生断层。其上延有两种情况(图 11)：大部分二级断层上延止于 T_{22} 界面(南屯组顶面)，少部分二级断层上延可穿过 T_{22} 界面而达 T_2 界面(大磨拐河组顶面)。这类断层对塔南凹陷的西部次凹、西部潜山断裂带带、中部次凹、中部潜山断裂带和东部次凹的沉积有控制作用，因此将它们定为二级同生断层。

三级同生断层属于一级断层或二级断层的派生或伴生断层，是在二级构造带的基础上形成的、影响三级构造的较小规模的断层。这类断层一般延伸长度不大，垂直断距较小，切割的深度也较小，且上延止于 T_{22} 界面，向下不切入基底(不是由基底断裂向上发展而形成)。它们对两侧岩层的厚度有影响，但影响的范围和规模都有限(图 11 上未示出)。

4.2. 同生断层的展布

平面展布特点可总结为两条。一是断裂成带出现，即塔南凹陷的同生断层在平面上由东向西排列着三个断裂发育带，成为次级构造单元西部次凹、西部潜山断裂带、中部次凹、中部潜山断裂带、东部次凹和东部断鼻构造带的边界断裂(在图 11 中依次为 II、III、IV、V、VI 和 VII，I 为西部斜坡带)。二是据走向可分为两组。早期的同生正断层为北东走向，晚期的同生走滑断层或张扭性断层为北北东 - 近南北向；这两者既可能构成平面上的“入”字形构造，也可能后者改造前者，因而单条断层的走向可能由北东向折为北北东 - 近南北向再折为北东向。西部次凹和东部次凹的转折延伸即是后期断裂改造的结果(李春柏等，见前脚注)。

剖面上则可以 T_{22} 界面(南屯组顶面)把同生断层划为两套。铜钵庙组和南屯组沉积时发育同生正断层，因主干断层上盘(下降盘)有砂体大幅度沉积，越来越大的上覆荷载导致新的破裂发生；随盆地扩大和沉积物向西推进，有新的同方向的次级同生正断层形成，且越向西断层的垂直断距越小。故 T_{22} 界面以下断层较密集，这些同向的次级断层组合成“多”字形的同沉积构造，且它们上延常止于 T_{22} 界面。

T_{22} 界面以上的断层显然要稀疏得多，应属控盆(陷)断裂的次级断层。大磨拐河组中可见小型断层组成负花状构造和 V 形构造的样式(参阅陈玮常等[23]的图 3)，表明同生断层发生的是走滑或张扭活动。图 11 上还显示大磨拐河组中的次级断层可上延进入伊敏组并可切穿伊敏组。本文以下将说明：伊敏组沉积早期确有次级的同生断层活动并对沉积有一定的控制作用；伊敏组沉积的中 - 晚期总体上处于拗陷状态，无同生断层活动；但在后期的构造事件(如盆地反转闭合的挤压或压扭事件)中这些次级断层再度活动并扩大其规模，向上穿过整套伊敏组地层。

结合断层发育的时间序列和空间分布,可发现塔南凹陷南部与北部的同生断层发育尚有差异。早期正断层倾角中等-陡倾,晚期走滑或张扭性断层近直立产出。由于北部地区遭受了更强烈的晚期断层活动的改造,铜钵庙组-南屯组沉积期的同生断层在大磨拐河组沉积期发生继承性活动,故断层的倾角相对较陡。南部地区早期断层的面貌相对保存较好,常见基底卷入式断层,但上延不穿过 T_{22} 界面,断层倾角相对较缓(图 7 至图 10 是走时剖面,不能客观地反映断层的产状)。

4.3. 同生断层与可容空间、地层展布

可容空间与物源供给有着密切的联系。当物源供给速率大于可容空间形成速率时,沉积物厚度由可容空间所决定;当可容空间形成速率大于物源供给速率时,沉积物厚度由物源供给所决定。对断陷盆地而言,可容空间的形成和大小与同生断层有着密切的联系,同生断层的活动直接控制着可容空间的变化,从而影响着地层展布。铜钵庙组沉积期尤其是该组沉积的早期,可容空间较小,地形反差强烈,物源供给速率显然大于可容空间形成速率,发生超补偿沉积。南屯组沉积期盆地的可容空间扩大并达到最大,兼之随同生正断层活动强度的减弱盆内与盆外的地形反差逐步减小,故至该组沉积晚期已转变为欠补偿沉积。

同生断层对地层发育和展布的控制表现为时间和空间的双重性:空间上表现在沉积体系分布与同沉积构造及其组合样式的关系上,时间上表现在不同地质时期两者之间的成因联系上。铜钵庙组沉积仅限于凹陷的中-东部发育;该组早期沉积即 SQ_1 层序仅限于若干个孤立的沉降中心内发育,之后才连通为统一的凹陷有 SQ_2 层序形成。铜钵庙组沉积期末同生正断层一度反转,全区遭受隆起剥蚀,南屯组底部沉积(Sq_{31-1} 层序)分布较为局限。因南屯组沉积期强烈的同生正断层活动盆地面积达到最大(Sq_{32} 的顶面是最大湖泛滥面);之后尽管同生正断层活动趋于平息(在大磨拐河组沉积期变为走滑或张扭),盆地基本上保持了南屯组沉积时的范围,在凹陷西部仍可看到沉积厚度与砂体走向受西部断裂带控制。

同生断层活动对沉积作用的控制,主要表现在正断层的上盘(下降盘)广泛发育了水下扇沉积体系。此外,断层作用是浊积扇体向前推进的主要影响因素;当浊积扇体向前推进到生长断层附近时,由于断层落差的影响,会以该断层为起始点,发育一个新的滑塌浊积扇体。这成为盆地中部同生断层控制发生远岸扇的主要因素。

5. 盆地演化与层序发育

塔南凹陷的演化,除前述的初始裂陷、主裂陷、断拗转换和拗陷期外,还经历了裂前的热隆升和闭合回返后的隆升剥蚀阶段,构成一个完整的盆地演化旋回。

蒙古和俄罗斯远东地区侏罗纪的重大构造事件是蒙古-鄂霍次克洋的闭合和中国-东南亚次大陆与西伯利亚次大陆之间的碰撞。该洋盆于早侏罗世末-中侏罗世初消减闭合[24],与该缝合线平行的 Muron 剪切带的糜棱岩化花岗岩测有 173.6 ± 0.8 Ma 的锆石 U-Pb 法年龄[25],指示了继洋盆闭合后发生的剪切造山或斜向碰撞-剪切造山。在蒙古东部,受制于蒙古-鄂霍次克造山带北东向的宗莫德段的坍塌,晚侏罗世发育一组北东向的裂谷盆地,充填有厚度可观的沉积岩,但塔木察格地区当时并无裂谷盆地发育[26]。塔木察格地区晚侏罗世与中国东北的大兴安岭隆起同属一个构造单元,以强烈的中酸性火山岩喷发为特征(同位素年龄值可参阅吴根耀等[16])。换言之,蒙古最东边的塔木察格地区像大兴安岭地区一样,晚侏罗世发生热隆升造山作用[27][28],故塔南凹陷是在热隆升的背景下发育的断陷盆地。这套火山地层已发生褶皱并被晚侏罗世的花岗岩侵入,不整合覆于海西期中亚造山带的古生界或三叠系之上。

5.1. 初始裂陷期

该时期为铜钵庙组沉积期,沉积受同生正断层活动和起伏不平的基底地貌的双重控制[21],发育 2

个三级层序 SQ1 和 SQ2。该组下段(SQ1 层序)仅见于塔南凹陷东部及中部的若干个相对孤立的半地堑内,以粗碎屑和近物源堆积为特点。典型的 SQ1 层序的沉积位于凹陷的东南部,因同生正断层强烈活动,在其上盘(下降盘)可容空间明显增大,广泛发育了水下扇沉积体系,地层厚度最大约为 500 m。盆地东部的边界断层同沉积活动也较强,其下降盘发育水下扇沉积体系,地层厚度最大约为 400 m。盆地中部也有同生断层发育,其下降盘发育了远岸扇沉积体系,地层厚度约为 100 m。铜钵庙组与下伏的上侏罗统火山岩之间隔以角度不整合面,即 T₅ 反射界面。

铜钵庙组上段沉积在凹陷的东部和中部广泛发育,表征塔南凹陷的雏形出现,对应 SQ2 层序。上段沉积时显然有同生正断层活动,但不像下段沉积时那样强烈,故沉积碎屑的粒度较细,晚期出现湖相沉积。铜钵庙组沉积期末经历了短暂的隆起和剥蚀,故与上覆的南屯组之间常见角度不整合接触关系(断裂带附近尤为明显),即 T₃ 反射界面。

5.2. 主裂陷期

该阶段的沉积记录称南屯组,对应的三级层序为 SQ3,可进一步分为 3 个四级层序即 Sq31、Sq32 和 Sq33。前已述及,在贝尔凹陷的南屯组地层内发育 2 个不整合面,成为四级层序划分的依据;塔南凹陷则据同生断层的活动划分出 3 个四级层序。

Sq31 发育期是同生正断层的再度强烈活动期,且对铜钵庙组沉积期的同生正断层表现出明显的继承性,即:东南部边界断层活动强烈,断层下降盘广泛发育了水下扇沉积体系,地层厚度最大约为 400 m;盆地东部边界断层的中段活动较强,其下降盘也发育水下扇沉积体系,地层厚度最大约为 400 m;盆地中部同生断层的活动导致其下降盘发育远岸扇沉积体系,地层厚度约为 150 m。与铜钵庙组沉积不同的是:盆地西南部开始有同生正断层活动,上盘地层厚度最大约为 200 m,塔南凹陷的范围明显向西扩大。Sq31 以 T₂₂₂ 界面为层序顶面。图 12 显示:有的正断层上延止于 T₂₂₂ 界面,没有进入南屯组的中-上部地层,表明在 Sq32 和 Sq33 发育期有的正断层已停止活动了。

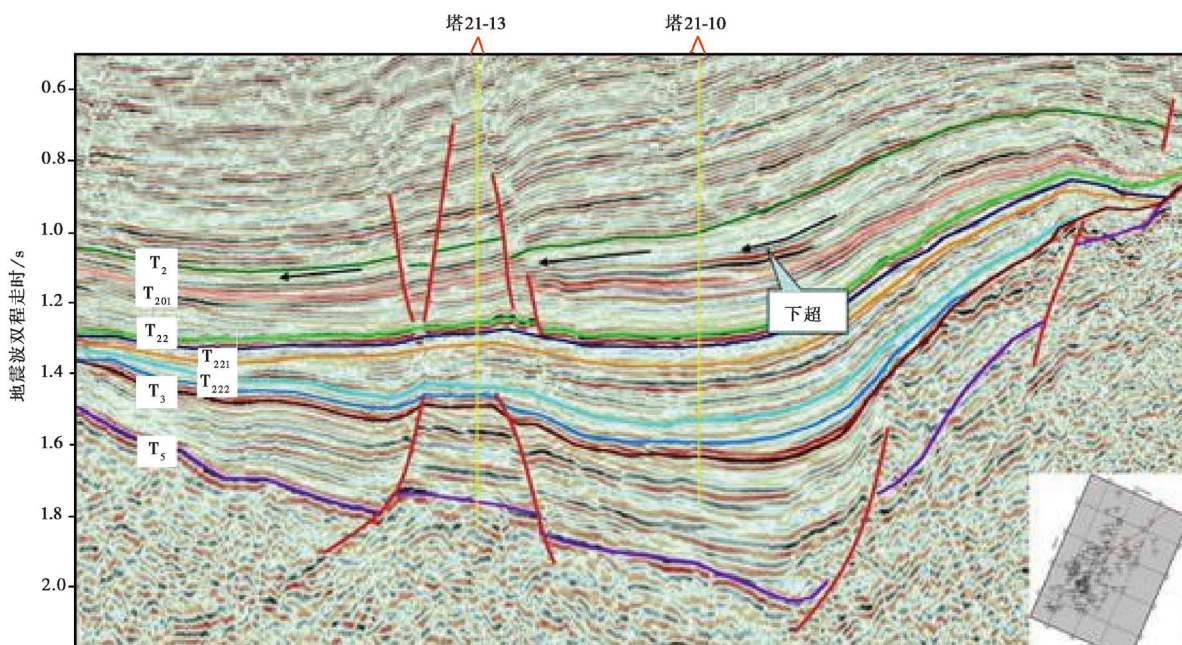


Figure 12. Seismic cross section through wells T21-13 and T21-10 (indicating section position in the bottom right corner)
图 12. 过塔 21-13 井和塔 21-10 井的地震剖面图(右下角图示剖面位置)

Sq32 层序以 T_{221} 界面为顶界, 特征见上述。该层序发育期同生正断层活动在塔南凹陷的东部、中部和西部有不同的表现。盆地东南部边界断层的活动逐渐减弱; 东部边界断层的中段仍有活动, 断层下降盘广泛发育了水下扇沉积体系, 地层厚度最大约为 400 m。盆地中部同生正断层的活动加强, 地层厚度约为 300 m。事实上, 在凹陷的(中-)东部, Sq32 层序发育的晚期有的正断层已停止活动, 故在 T_{221} 界面之下还可识别出一个 T_{2-3} 界面。

Sq32 层序发育期盆地西部的同生正断层活动明显加强。尤其在 T_{2-3} - T_{221} 时期, 盆地东部边界断层和中部同生断层整体活动减弱, 而西南部断层活动强烈, 地层厚度约为 250 m。也正因为此, 塔南凹陷的范围在此时达到最大, Sq32 的顶面是最大湖泛面。

Sq33 层序发育期即 T_{221} - T_{22} 时期, 整体上看同生正断层活动不明显, 但西部同生断层和中部同生断层的活动明显强于东部边界断层。这造成了 2 个现象: 一是中部因同生断层活动强, 地层最厚, 约为 120 m, 出现了盆地沉积厚度由中央向两侧变薄的现象; 二是盆内与盆外地形的反差不像凹陷发育初期那样强烈, 故铜钵庙组沉积期的超补偿沉积在此时已变成欠补偿沉积。

还要指出的是: Sq33 层序发育晚期尽管同生断层已停止伸展活动, 但并未消失, 只是活动方式转变为走滑或张扭。由于被断裂(带)分割的块体间的差异运动, 南屯组的顶面也可能是不整合面, 在东部尤为清楚(东部断裂带原沉积的南屯组可能已被剥蚀掉, 参阅陈玮常等[23]), 即 T_{22} 界面。

5.3. 断拗转换期

该阶段的沉积记录称大磨拐河组, 对应的三级层序为 SQ4。“断拗转换”只是沿用前人的习惯用语, 实际上该阶段伴随沉积作用有断裂的走滑活动和张扭活动发育(可参阅李春柏等, 见前脚注), 尤其是凹陷东部仍有大面积的深湖相沉积发育, 与其东的隆起区之间有一条截然分明的界线, 表明盆地东界为一走滑断层。该阶段的沉积特点, 是早期继承了南屯组晚期的欠补偿沉积(沉降速度大于补偿速度), 晚期则沉降速度与补偿速度基本相当, 故大磨拐河组为一套下细上粗的反韵律沉积。

SQ4 可分为两个四级层序: Sq41 和 Sq42, 两者间以 T_{201} 界面为分界。Sq41 发育期即 T_{22} - T_{201} 时期, 同生断层的张扭(或正断)活动主要见于凹陷的西北部, 在断层上盘(下降盘)广泛发育了三角洲沉积体系, 地层厚度最大约为 350 m。凹陷中部也有张扭(或正断)同生断层, 地层厚度约为 280 m。Sq42 发育期即 T_{201} - T_2 时期, 盆地西北部同生断层活动相对减弱, 地层厚度最大约为 200 m。此时沉降最强处位于凹陷西南部, 地层厚度最大, 约为 400 m。

由于断块的差异运动, 大磨拐河组与上覆伊敏组之间也见不整合接触关系, 即 T_2 界面。

5.4. 拗陷期

该阶段的沉积记录即伊敏组, 对应的三级层序为 SQ5。尽管称“拗陷阶段”, 伊敏组沉积早期(伊敏组一段沉积期)仍有同生的走滑或张扭性断层活动(见图 2、图 3、图 4 和图 12), 据之可将 SQ5 分为两个四级层序: Sq51 和 Sq52, 两者间以 T_1 界面为分界。伊敏组中-上部沉积(伊敏组二段和三段)时几乎没有同沉积断裂活动, 是真正的拗陷阶段。

伊敏组沉积期末塔南凹陷反转闭合, 并隆起遭受剥蚀。在海拉尔盆地, 上覆的青元岗组时代为坎潘期-马斯特里赫特早期(蒙古塔木察格盆地的相应地层称夏宁组)[16], 这表明海拉尔-塔木察格地区晚白垩世的早-中期处于隆起剥蚀状态。

6. 小结

本文基于大量的地震剖面进行了地震地质的层位标定, 结合沉积学研究的成果, 以构造层序地层学

为理论指导,对塔木察格盆地塔南凹陷下白垩统的层序地层研究取得以下认识。

1) 三级层序界面和四级层序界面的形成与控盆和控陷断层的活动密切相关。早白垩世的断裂活动可分为三大阶段: 同生正断层活动、同生走滑或张扭断层活动和无同生断层活动, 据之将盆地演化分为初始裂陷期(铜钵庙组)、主裂陷期(南屯组)、断拗转换期(大磨拐河组)和拗陷期(伊敏组)。

2) 基于地震反射波组的特征确定了层序界面并划分了层序。除铜钵庙组识别出 2 个三级层序外, 南屯组、大磨拐河组和伊敏组可各对应一个三级层序, 故塔南凹陷的下白垩统可分为 5 个三级层序。南屯组(SQ3)可进一步分为 3 个四级层序 7 个五级层序, 大磨拐河组(SQ4)和伊敏组(SQ5)各可分为 2 个四级层序。

3) 结合盆地演化探讨了层序发育, 指出可容空间的形成主要由断层的同沉积活动造成, 随伸展的持续盆地面积在 Sq32 层序发育期达到最大。早期盆地形态呈东断西超的箕状, Sq33 层序发育期开始变成盆地中部沉积厚度最大。从断层活动的时间序列看, 同生正断层的发育有东早西晚之势, 从同生正断层变为同生走滑或张扭断层也有东早西晚之势; 凹陷北部的正断层已经受了更强烈的后期走滑或张扭断层的改造。

参考文献 (References)

- [1] Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., et al. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentation. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., Eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- [2] Van Dijk, J.P. (1994) Late Neogene Kinematics of Intra-Arc Oblique Shear Zone: The Petilia-Rizzuto Fault Zone (Calabria Arc, Central Mediterranean). *Tectonics*, **13**, 1201-1230.
- [3] 吴根耀 (1996) 构造层序地层学. *地球科学进展*, **(3)**, 310-313.
- [4] 薛良清 (1990) 层序地层学在湖相盆地中的应用探讨. *石油勘探与开发*, **17(6)**, 29-34.
- [5] 徐怀大 (1991) 层序地层学理论用于我国断陷盆地分析中的问题. *石油与天然气地质*, **12(1)**, 52-57.
- [6] 宋国奇 (1993) 济阳拗陷下第三系湖相沉积的层序地层学分析. *现代地质*, **7(1)**, 16-21.
- [7] 池英柳, 张万选, 张厚福, 等 (1996) 陆相断陷盆地层序成因初探. *石油学报*, **17(3)**, 19-26.
- [8] 李思田, 杨士恭 (1992) 论沉积盆地的等时地层格架和基本建造单元. *沉积学报*, **10(4)**, 11-22.
- [9] 顾家裕 (1995) 陆相盆地层序地层学格架概念及模式. *石油勘探与开发*, **22(4)**, 6-10.
- [10] 纪友亮, 张世奇 (1996) 陆相断陷湖盆层序地层学. 石油工业出版社, 北京.
- [11] 张世奇, 纪友亮 (1996) 陆相断陷湖盆层序地层学模式探讨. *石油勘探与开发*, **23(5)**, 23-28.
- [12] 林畅松, 潘元林, 肖建新, 等 (2000) 构造坡折带——断陷盆地层序分析和油气预测的重要概念. *地球科学*, **25(3)**, 260-265.
- [13] 林畅松 (2006) 沉积盆地的构造分析——以中国构造活动盆地研究为例. *现代地质*, **20(2)**, 185-194.
- [14] 任建业, 陆永潮, 张青林 (2004) 断陷盆地构造坡折带形成机制及其对层序发育样式的控制. *地球科学*, **29(5)**, 596-602.
- [15] 操应长, 姜在兴, 夏斌, 等 (2004) 陆相断陷湖盆 T-R 层序的特点及其控制因素. *地质科学*, **39(1)**, 111-122.
- [16] 吴根耀, 曹瑞成, 蒙启安, 等 (2014) 东北亚晚中生 - 新生代北东向断裂和盆地发育. *大庆石油地质和开发*, **33(1)**, 1-15.
- [17] 渠永宏, 廖远慧, 赵利华, 等 (2006) 高分辨率层序地层学在断陷盆地中的应用——以海拉尔盆地贝尔断陷为例. *石油学报*, **27(增刊)**, 31-37.
- [18] 雷燕平, 林畅松, 刘景彦 (2007) 海拉尔盆地贝尔凹陷下白垩统层序地层与沉积体系分析. *石油地质与工程*, **21(5)**, 11-15.
- [19] 雷燕平, 林畅松, 刘景彦 (2008) 贝尔凹陷下白垩统构造对沉积充填和砂体分布的控制. *石油天然气学报*, **30(2)**, 26-29.
- [20] 杨永华, 纪友亮, 曹瑞成, 等 (2009) 蒙古塔木察格盆地塔南凹陷下白垩统层序结构类型、控制因素与层序发育

模式. *现代地质*, **23(4)**, 655-666.

- [21] 李强, 张革, 孙效东, 等 (2014) 蒙古国塔木察格盆地塔南凹陷铜钵庙组的沉积特征和构造 - 古地理意义[J]. *古地理学报*, **16(5)** (待刊).
- [22] 王雅宁, 鲍志东, 彭仕宓, 等 (2012) 贝尔凹陷关键层序识别与油气意义. *石油天然气学报*, **34(8)**, 11-16.
- [23] 陈玮常, 漆家福, 姜洪福, 等 (2013) 蒙古国东方省海塔盆地塔南凹陷断裂特征及其油气意义. *古地理学报*, **15(4)**, 539-550.
- [24] Zorin, Yu. A. (1999) Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collision belt, Trans Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, **306**, 33-56.
- [25] Tomurtogoo, O., Windley, B.F., Kröner, A., et al. (2005) Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen. *Journal of Geological Society of London*, **162**, 125-134.
- [26] Wu, G.Y. (2013) Palinspastic reconstruction and geological evolution of Jurassic basins in Mongolia and neighboring China. *Journal of Palaeogeography (English Edition)*, **2**, 306-317.
- [27] 吴根耀 (2006) 白垩纪: 中国及邻区板块构造演化的一个重要变换期. *中国地质*, **33(1)**, 64-77.
- [28] 肖庆辉, 邱瑞照, 伍光英, 等 (2006) 中国东部中生代软流层上涌造山作用. *中国地质*, **33(4)**, 730-750.