

走滑环境中陆相盆地充填层序特征 以云南先锋盆地为例*

张 强

(石油大学,北京 100083)

邵震杰

(中国矿业大学,徐州)

提 要 走滑陆相盆地在构造背景、沉积范围、物源供应方式、基底地形特征、沉积物特点和沉积层序特征方面均与大陆边缘海相盆地有重要区别,通常具有多物源、多沉积体系、相带窄、相变快的特点。本文在对云南先锋盆地充填序列、沉积格架、构造格架和区域构造背景分析基础上,讨论了在走滑构造背景下陆相盆地的一系列特征以及走滑型陆相盆地的层序地层特点。

关键词 陆相盆地 走滑构造 层序地层分析

分类号 P 53

第一作者简介 张强 男 26岁 博士研究生 沉积学和盆地分析

当代层序地层学建立了一套全新的概念体系,提出了自身的技术支撑体系。一些著名地质学家认为层序地层理论改变了分析世界地层记录的基本原则,是地学领域的一次革命。在国外大陆边缘盆地层序地层研究热潮的影响下,国内层序地层学研究逐渐兴起。近年来我国地学工作者结合中国陆相盆地特点建立了陆相拗陷盆地、断陷盆地(陡坡和缓坡)层序地层模式^[1]。前陆盆地、裂谷盆地与含煤沉积盆地的研究也取得了重要进展。左行走滑的小江断裂系沿线发育了一系列的新生代盆地。本文对走滑环境中的陆相盆地及其层序特征进行了探讨。

1 陆相盆地的一般特征

陆相盆地在构造背景、沉积范围、物源供应方式、水动力条件、基底地形特征、沉积物特征等方面与大陆边缘盆地均有显著差异。

1.1 陆相盆地及其层序特征

1)陆相盆地发育于多种构造背景下,盆地类型多样,包括断陷盆地、拗陷盆地、前陆盆地、走滑盆地、裂谷盆地等类型。

2)陆相盆地一般范围较小,可容空间狭窄,容纳沉积物数量较少;

3)陆相盆地周缘为高地,成为沉积物供给区,呈现多物源特征;物质输入方式由大陆边缘盆地的单

向供应转变为多向汇聚型方式;

4)陆相盆地中的沉积物以短距离搬运为主,矿物成分和结构成熟度低,长石、岩屑砂岩常见;沉积物以碎屑岩为主,且多为双峰态碎屑岩,以外生碎屑物供应为主,内生沉积物较少;

5)陆相盆地以河流为主要搬运营力,沉积体系、沉积体规模大小受控于河流规模,一般砂体规模较小;

6)陆相湖盆水体规模较小,湖进、湖退敏感性大。水体能量相对较小,湖流、波浪和湖底重力流相对较弱,缺少潮汐作用;

7)陆相盆地不具大陆边缘波折带,湖盆边缘很少出现小于 1° 缓坡背景,而大于 3° 的陡坡环境常见,易发育重力流沉积。

8)陆相盆地充填过程中沉积物堆积速率高;陆相盆地的自身特点决定了陆相盆地地层层序具有一系列特点:

1)陆相地层层序横向连续性差,相变快;

2)层序垂向厚度较小,频繁的湖进、湖退使纵向韵律变化较快;

3)多物源特征决定层序的多沉积体系,复杂的体系域特征;

4)湖水进退频繁,幅度较小,体系域特征不太明显,凝缩层难以确定;

* 国家自然科学基金资助(编号:49172116)

收稿日期:1996-07-12

5)作为准层序边界的水泛面不易确定,准层序序列通常发育不完整

1.2 陆相盆地地层层序的控制因素

海相地层层序的几何形态及岩性特征主要受全球海平面变化、构造沉降、沉积物供给和气候四个主要参数控制。陆相盆地层序形成控制因素主要为构造活动、湖平面变化、沉积物通量和气候。对于陆相盆地中层序形成的主要控制因素问题的认识尚有分歧。大多数人认为陆相盆地发育于构造较活跃地区,盆地的形成、发展都受到强烈的构造控制。有的地质学家仍然坚持湖平面变化是湖相沉积层序的主要控制因素,认为湖平面变化是构造、气候控制作用的综合反应,构造、气候的作用通过湖平面变化表现出来。另外一些学者根据陆相盆地受水域面积狭小,自身调节功能弱,稳定性差的特点,提出气候是陆相盆地层序形成的重要控制因素。Keith. w. shanley等提出了不同控制因素对应于不同时间尺度、不同层序级别的概念。

实际上,构造作用、水平面升降、气候变化、沉积物通量等因素并不是独立参数。它们通过一系列的复杂反馈相互联系。例如水平面升降就受构造沉降、气候变化的单独或联合驱动。基准面控制下的可容空间变化是对上述诸要素的综合。构造沉降、构造反转、水平面升降、气候变化提供了沉积物堆积的潜在空间—可容空间。它的大小代表着该沉积环境下所能容纳的沉积物最大值。该值为正时,发生沉积;为负时则发生剥蚀。可容空间决定层序发育的规模、速度和空间几何结构。层序内部构成及其形态除受可容空间变化、沉积物供给量、供应速率、输入方式的控制外,还受到盆地基底坡度(陡坡、缓坡)和古地形的影响。沉积物补给速率与可容空间的形成速率间的关系控制着退积准层序、加积准层序、进积准层序以及层序边界的形成。

1.3 陆相盆地的层序界面类型

层序界面是划分层序,进行层序结构、体系域特征研究的基础。陆相盆地的主要层序界面类型有构造运动面、构造应力场转换面、大面积侵蚀或冲刷不整合面、大面积超覆界面。这些界面的主要特点是地层的缺失或上覆、下伏体系域的转换。

层序的基本组成单元是准层序。在陆相环境中由于湖平面频繁变化,且持续时间较短,不可能在每次变化中都形成完整的准层序叠置序列。另外,陆相盆地可容空间相对狭小,后生准层序对已形成层序

具有较大的改造能力也造成准层序的残缺或缺失。所以陆相盆地中准层序的识别远比大陆边缘盆地中困难,复杂程度大大增加。

凝缩层(condensed section)在海相地层中是识别海侵体系域(TST)和高位体系域(HST)的重要标志。而在陆相盆地中不存在这种薄而广的特点。与此相反,板内陆相地层中的“凝缩层”常常形成相对厚的深色泥岩段。这可能是由于陆相盆地的高沉积速率造成的。在此泥岩层中通常具有较高含量有机质或生物钻孔活动的痕迹。在陆相盆地中,水位及基准面上升时河流改道等造成陆上区域大面积沼泽化,形成泥炭,经压实作用、煤化作用形成煤。因此陆相盆地中凝缩段的标志除岩性、古生物分布的稳定性外,煤层及旋回顶部的泥岩也可作为凝缩段的重要标志^[1]。

2 先锋盆地走滑环境下陆相盆地特点

2.1 走滑盆地的一般特征

当前陆内走滑断裂体系(strike-slip fault system)日益成为大陆动力学中的研究热点。走滑断裂又称扭断层(Wrench fault),形成于水平剪切环境中,通常是包含了多种运动形式的复杂变形带。在走滑断裂带中不仅可以产生走滑拉张(Transension)或曰离散、走滑挤压(Transpression)或曰汇聚,而且通常形成一定的断裂组合样式,同时在运动过程中造成所夹持块体的旋转以及旁侧块体边缘的撕裂。走滑盆地的形成、发展、消亡严格受控于走滑断裂的活动方式、运动速率、周期及断裂间的组合型式。该类盆地的形状、分布、沉积充填序列、体系域配置等都具有自身的特点,成为盆地分类系统中独具特色的走滑型盆地类型。

走滑盆地的一般特征是具有特定几何形态,较高的沉积速率,极大的堆积厚度,快速的侧向相变以及微弱的岩浆活动和变质作用。挪威 Honelen 盆地的研究表明走滑盆地充填方面的一系列特征:(1)沉积中心沿断裂迁移;(2)旋回超覆迁移;(3)地层厚度大于盆地深度;(4)盆地不对称性;(5)盆地长轴方向的优势充填^[6]。

在我国中生代不同力学性质沉积盆地的形成和演化过程中,剪切平移均非常普遍,这是由中生代以来,我国所处的大地构造位置和全球板块运动特点所决定的。喜马拉雅运动中的板块对接除了使青藏高原迅速隆升外,还在东部邻区产生了重大

影响,使云南省成为走滑断裂普遍发育的复杂变形区。著名的金沙江断裂、红河断裂、小江断裂等走滑型深大断裂都发育于该区。

2.2 先锋盆地概况

先锋盆地位于滇中寻甸县西北 25 km,是一个蕴藏有丰富褐煤资源和硅藻土矿产的小型第三纪断陷盆地。盆地东西长约 9.5 km,南北宽度 0.5~ 2.3 km,面积 12.5 km²。盆地长宽比约为 4.2~ 6.0,是一个近东西向线性山间盆地。

先锋盆地处于川滇菱形断块的东南端。鲜水河—小江断裂是川滇菱形体的东部边界断裂。小江断裂带近南北向展布,长约 400 km,并具有显著的分段特征。依据其平面几何结构特征可以划分为三个大的段落:小江断裂北段(巧家—犀牛山)为单一结构断裂;中段(东川—东湖寻甸)具有平行双支结构,自东川分为东西两个平行分支断裂,彼此间隔 15 km;南段(宜良—华宁)自阳宗海—宜良以南小江断裂带形成一个东西宽 30~ 40 km 的大型网状断裂带,向南与红河断裂相交。自震旦纪以来小江断裂以挤压活动为主,控制着两侧的沉积差异;进入晚第三纪后,断裂性质转变为左旋剪切走滑及差异升降活

动^[2]。在小江断裂带上发育了一系列新生代盆地,自北向南依次为巧家盆地、东川盆地、金所盆地、先锋盆地、嵩明盆地、可保盆地、华宁盆地、建水盆地以及阳宗海、抚仙湖等现代湖泊(图 1)。

先锋盆地位于小江断裂中段,西支断裂旁侧。盆地长轴方向与小江断裂走向近于直交。盆地基底座落于东西向延伸的法古—磨腮背斜南翼东端。盆地基底主要由灯影组组成,盆地内小龙潭组不整合于老地层之上。先锋盆地是一个半地堑盆地, F₁ 断裂(蟒蛇河断裂)是盆缘主要控制性断裂,与小江断裂垂直截交。F₁ 断裂是一条先存基底断裂,具有拉张、剪切、挤压多种力学性质和长期多次活动特征^[3]。F₂ 断裂平行于 F₁ 断裂,二者共同组成盆地南部控盆断裂组。

3 先锋盆地层序地层学研究

3.1 先锋盆地层序界面类型

陆相盆地分析过程中,确定各级层序地层单位的沉积构成及其相互关系的关键在于不同级别界面的分析。界面分析是划分各级层序的基础,也是建立地层等时格架的基础。先锋盆地充填序列中可以识别出如下几种界面类型:

1)古构造运动界面 TCS

盆地基底面是先期构造运动中形成的不整合面。它与区域构造事件相吻合,在全盆地范围内普遍发育,是盆地内良好的等时性界面。基底由因民组灯影组成,北缘基底平缓带以侵蚀风化壳红土沉积为标志。第四系底面是第三系顶面长期风化剥蚀面,也是区域构造运动界面。界面上广泛发育残积坡积层、洪积层。

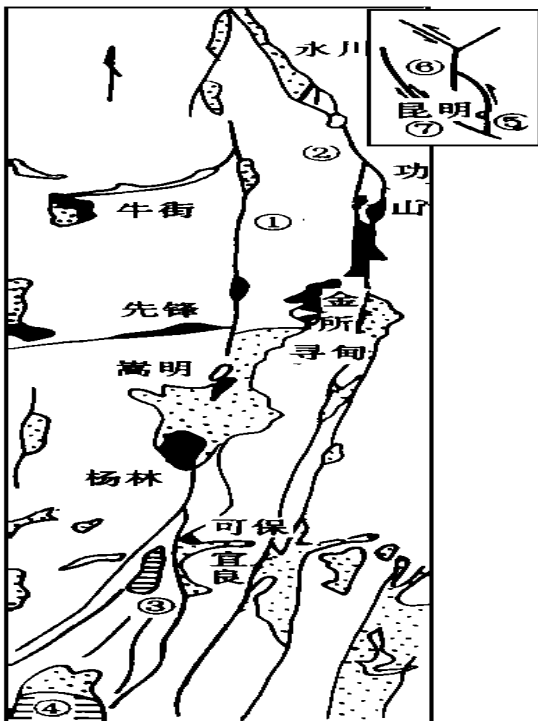
2)构造应力场转换面 TTS

N₁ 期末盆地从扩张到萎缩的转换是由于构造应力场的转换导致盆地沉降速率以及基底运动方向变化。构造应力场的变化还影响着沉积物通量以及供给方式的变化。

3)大面积超覆界面 FDS

由于构造沉降的加速发展导致全盆地范围内出现大面积的超覆界面。硅藻土沉积范围迅速扩大,形成全盆地范围内的统一沉积层。在盆地边缘地带为角度不整合,而盆地中部为连续沉积,但岩性的显著差异使界面十分清楚。

4)煤层界面 CBS 煤层是湖平面变化的敏感标志,可作为准层序界面。



① 小江断裂西支② 小江断裂 东支③ 阳宗海④ 抚仙湖
⑤ 鲜水河—小江断裂⑥ 川滇菱形块体⑦ 红河断裂

图 1 先锋盆地构造地质图

Fig. 1 Local tectonic sketch map of the Xianfeng basin

3.2 先锋盆地层序划分

先锋盆地的充填序列可以划分为以下不同级别: 盆地充填序列、层序、准层序组、准层序、成因相和岩性相。盆地充填序列是指成盆期的整个垂向沉积序列, 由若干套沉积组合构成, 是盆地演化过程中构造活动、气候条件、物源供应、水动力特征、沉积作用的综合记录。根据矿物岩石类型、生物特征、层序结构特征先锋盆地充填序列划分为五个层段及相应体系域类型(表 1)。

表 1 先锋盆地的层序划分方案

Table 1 Division of sedimentary sequences in the Xianfeng basin

地 层	层 序	体系域	厚度 (m)	充填序列	界面类型	湖平面 变化曲线	可容 空间变化	盆地演化阶段
第四系	II	AST	6	Q	TCS		-	后期构造反转阶段
上 第三系	I	HST	214	N ₁ ¹	TTS		-	淤积萎缩衰亡阶段
		TST	500	N ₁ ²	FDS		+	加速扩张成熟阶段
		LST	70	N ₁ ³	CBS		+	稳定沉降成型阶段
			35	N ₁ ⁴	TCS		+	初始孕育成盆阶段
灯影组	盆地基底			Zn	注: 充填序列图未按实际比例绘制			

1) 底部粗碎屑岩段 (N₁¹): 主要由中厚层状砂质泥岩、泥质粉砂岩、菱铁质砂岩、褐煤层和砂砾岩组成。砾石磨圆度中等, 分选性差, 砾石成分多为玄武质。层段底部有风化残积物, 局部发育含砾泥岩泥石流沉积。生物化石含量很少, 层序粒级变化以正粒序为主。

2) 下部含煤段 (N₁²): 主要由厚—巨厚层状褐煤、炭质泥岩、粉砂质泥岩组成。在盆地东部煤层具有二分结构 (M₈¹、M₈²), 中部为一结构简单的单一巨厚煤层, 向西逐渐分叉、变薄。含大量生物化石, 以植物叶、茎、鱼化石为主。层序岩性结构主要为煤、砂泥岩简单互层。

3) 中部硅藻土段 (N₁³): 该段以含粘土硅藻土、硅藻质粘土为主。硅藻植物群大量繁育, 以直链藻、圆筛藻为主。层序岩性结构以互层为主, 局部出现逆粒序组合。

4) 上部含煤段 (N₁⁴): 以褐煤层、泥岩、粉砂岩为主。煤层结构复杂, 呈现多分层、小厚度、分布局限的不稳定特征。层序结构以互层为主, 并出现正粒序、逆粒序组合。

总的看来, 先锋盆地充填物以细粒为主。发育巨

厚褐煤、硅藻土沉积。充填序列具有以中部硅藻土段为中心的镜像对称层序结构。

低位体系域 (LST): 底界为盆地基底的古构造运动界面。主要为成盆初期低水位条件下的沉积物, 盆地南部陡坡带主要为近山麓边缘的河床、河漫滩相、洪积扇相、湖岸相沉积, 局部地区发育含砾泥岩的泥石流沉积。E 断层以南为陡坡构造凹陷带的河床、河漫滩相或湖岸相砂质泥岩沉积, 地层厚度受古地形起伏差异所控制。南部断裂附近构造沉降速率

大, 沉积物供给速率亦高, 形成低位期的沉积中心, 最大厚度达 190 m。盆地北部基底平缓, 见侵蚀风化壳红土沉积或河漫滩相及湖岸相砂质泥岩沉积。中部缓坡带为湖沼相沉积。盆地形成之后, 随之出现盆地范围的沼泽化。长期持续存在的湖沼环境, 有利于含煤沉积的形成, 盆地中部、北部形成了巨厚的褐煤层。巨厚含煤沉积反映本区的构造沉降与泥炭堆积间的平衡长期存在, 泥炭堆积速率可近似代表该期的构造沉降速率。

湖侵体系域 (TST): 底部边界为大面积超覆界面。主要为浅湖—半深水湖相沉积。巨厚的硅藻土层具有典型陆相盆地“凝缩层”特征。硅藻质沉积厚度巨大, 最大厚度超过 500 mm。沉积范围空前扩大, 向盆地西北部大规模超覆。水体深度迅速增大。硅藻土中硅藻植物群落分析表明: 先锋盆地中硅藻植物群落结构属于国内少见的中心纲和羽文纲的组合类型, 以直链藻属、圆筛藻属、脆杆藻属与针杆藻属为优势种。垂向剖面上不同硅藻种属组合反映湖水深的变化, 其中圆筛藻属的大量发育反映半深水环境。

高位体系域 (HST): 底界面为一构造应力场转

换面,主要为湖沼相—湖滨湖岸相沉积,可见河漫—洪积扇相穿插交错沉积。下部夹不稳定泥炭沼泽相沉积,含煤性极差。高位体系域向北超覆于湖侵体系域约1 km。盆地西部发育M₅、M₄、M₃三个煤组,煤层结构异常复杂,分布范围局限,与泥岩、砂质泥岩频繁互层,反映频繁的水位变化,造成滨浅湖与沼泽环境的不断交替。

冲积体系域(AST)属于第II层序,底界为第三系与第四系间的古构造运动界面。界面上广泛发育第四纪沉积,包括残积坡积相、坡积洪积相、洪积冲积相、冲积相和洪积相。残积坡积层的风化土壤冲积层。洪积层内的直径0.1~1.5m的砾岩代表湖泊消亡期后沉积。

4 先锋盆地沉积层序特征

先锋盆地的层序特征不仅表现在沉积层序的三维空间不对称性、迁移特征。体系域侧向叠置、层序厚度与盆地深度的关系,还表现在层序形成过程中沉积物供给方向、体制的变化及其与构造应力场转变的关系上^[4]。

4.1 构造格架控制下层序沉积结构的不对称性

先锋盆地无论在平面上,横向与纵向剖面上都呈现出显著的不对称特征。在平面上,盆地靠近小江断裂一侧较为开阔,向西逐渐紧缩、收敛。

盆地NS向横剖面是由陡倾的F₁、F₃、F₆、F₇控盆断裂组与平缓的北部斜坡带组成的半地堑结构(如图2)。沉积物分布亦不均衡。F₂同沉积断裂是盆地内一条重要的岩性分划界线,断层两侧岩相呈突变接触关系,中间缺少过渡带。盆地南部F₁、F₂组成的沉积平台上持续发育冲积扇、扇三角洲及水下扇

的粗碎屑沉积。沉积物以砾岩、砂岩为主,仅夹有少量泥岩。F₂断裂北侧堆积了巨厚的褐煤沉积,向北迅速变薄,厚度递减梯度为52 m~100 m。主要发育浅湖、滨湖相的粉砂岩、砂质泥岩、泥岩和巨厚煤层沉积。湖盆大规模扩张期广泛发育的硅藻质沉积在断层两侧的沉积厚度仍有较大差异。

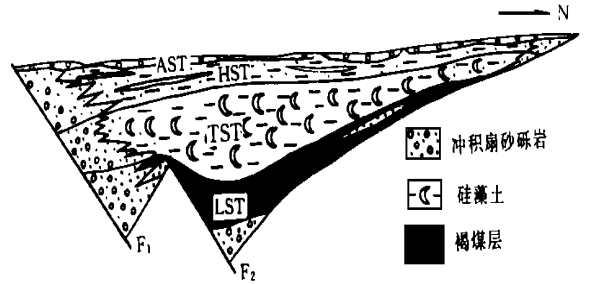


图2 先锋盆地层序地层格架示意图

Fig. 2 Sketch map of the sequence stratigraphical framework in the Xianfeng basin

在纵向剖面上,冲积扇相碎屑岩、褐煤、硅藻土和滨湖相沉积都显示出很好的侧向连续性与较大范围内的厚度稳定性。剖面下部由于基底古地形的影响,使剖面出现了东部沉积区、中部隆起区和西部沉积区的三分结构。不同时期东、西部沉积区的沉积层序厚度有较大差异。成盆早期东部沉积区堆积了侧向稳定、结构简单的巨厚褐煤沉积,褐煤层M₅单层最大厚度达到236.60 m(801孔);而西部含煤性较差,煤层单厚度小,分布局限且结构较为复杂。盆地扩展期硅藻质沉积形成时,古地形影响基本消失,东西部联合起来形成真正盆地范围的统一层序。盆地演化晚期盆地西部逐渐成为主要的沉积区。

4.2 盆缘断裂系控制下的沉积中心迁移

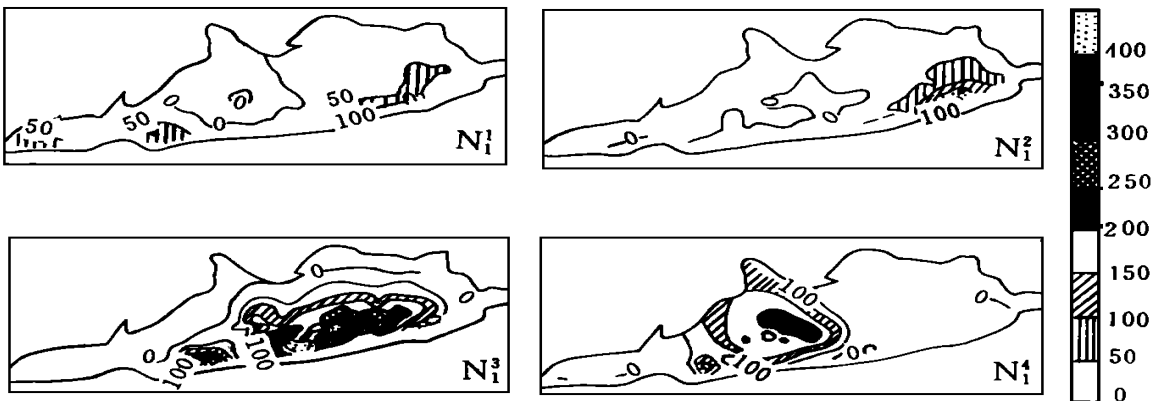


图3 先锋盆地沉积中心迁移图

Fig. 3 Migration trace of the depositional center in the Xianfeng basin

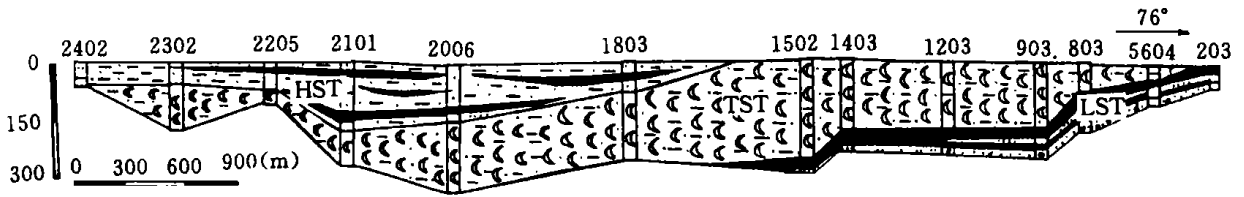


图 4 先锋盆地纵向沉积体系结构图

Fig. 4 Sedimentary system framework along the major axis of the Xianfeng basin

在盆地初始孕育成盆阶段、稳定沉降成型阶段、加速扩张成熟阶段和淤积萎缩衰亡阶段的整个发展演化过程中,沉积中心沿控盆断裂由东向西迁移(如图 3)。沉积中心的迁移路径平行于盆缘断裂组。初始孕育成盆阶段,由于小江断裂与 F₁ 断裂的联合作用,沉积中心位于盆地东南部。稳定沉降成型阶段,沉积中心逐渐摆脱了小江断裂控制,而盆缘断裂的影响进一步增强,沿 F₂ 向西有大幅度迁移。加速扩张成熟阶段,沉积中心已位于盆地中部。淤积萎缩衰亡阶段,沉积中心继续转移至盆地西部。聚煤中心也经历了相应的迁移过程。M₈ 煤层主要发育于盆地东部, M₅、M₃ 煤层则主要发育于盆地西部。

表 2 先锋盆地层序厚度统计

Table. 2 Straistical data of the sequence depth

层 段	最大厚度 (m)	累积厚度 (m)	钻孔数量	平均厚度 (m)	
第四系	9.58	149.64	29	5.16	
上第三系	N ₁ ⁴	259.19	4264.98	96	44.43
	N ₁ ³	581.06	13188.92	100	131.89
	N ₁ ²	244.24	3959.61	82	48.288
	N ₁ ¹	138.29	3323.25	87	38.2

4.3 沉积层厚度盆地深度

先锋盆地内共施工有效钻孔 149 个,其中钻至基底的 112 孔。该盆地是一个浅成山间盆地,最大深度为 618.65 m。多数钻孔的垂向岩相序列中层序发育不完整。各岩性段的厚度见下表(表 2)从表中统计结果可以发现沉积层序厚度 > 盆地最大深度,约为其 2 倍,层序厚度与盆地深度的不一致关系是走滑型盆地的典型特征。

4.4 体系域侧向叠置

沉积层序短轴方向(横向)上表现为快速相变,

长轴方向(纵向)上表现为侧向叠置。沉积中心的迁移在长轴方向剖面上形成显著的层序侧列特征(如图 4)。层序 I 的低位体系域(LST)主要发育于盆地东部,以砂泥岩为主,底部有底砾岩,局部发育含砾泥岩。上部发育巨厚褐煤沉积,反映较弱的陆源碎屑供给条件和稳定慢速沉降的构造背景。湖进体系域(TST)的硅藻质沉积分布范围广泛,在全盆地形成一个统一沉积层,并向盆地西北部大规模超覆,不整合于盆地基底之上。沉积中心位于盆地中部。高位体系域(HST)主要分布于盆地西部。东部地区遭受剥蚀,缺失该期沉积。

4.5 沉积物纵向充填

盆地充填过程经历了一个由横向供给横向充填到横向供给纵向充填的演化过程。沉积物厚度一次趋势面图能较好地反映沉积物的供给状况(如图 5)。沉积物分布的梯度方向是判断物源方向的可靠标志。初始孕育成盆期,沉积中心局限于盆地东南

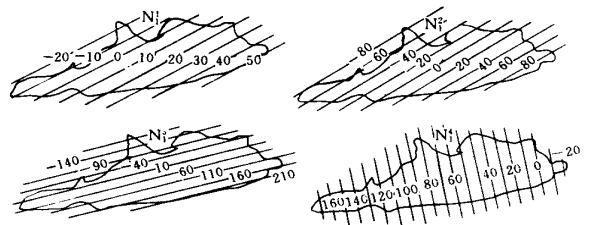


图 5 先锋盆地沉积层序厚度一次趋势面图

Fig. 5 One-trend map of the sequence depth of the Xianfeng basin

部。沉积物主要来源于 F₁ 断裂下盘隆起区,部分来源于小江断裂一侧。F₁ 断裂与小江断裂联合控制特征十分明显。稳定沉降成型期,沉积中心开始西迁,小江断裂影响渐趋减弱,但仍严格受控于盆地南部控盆断裂组。沉积物供应主要来自盆地南部,北部缓坡带亦有微弱的沉积输入。加速扩张成熟阶段继承了前期沉积特征,沉积范围大幅度扩展。盆地演化晚期沉积格局出产生了显著变化。淤积萎缩

衰亡阶段沉积物厚度一次趋势面梯度方向与前期梯度方向近于直交,出现了明显的纵向优势充填特征。这种沉积物分布格局的转变反应了一次重要的盆地构造格架调整、变位。由此可以识别出应力场的转变,盆地所处的应力场已经由局部拉陷环境转化为挤压走滑环境。进一步分析表明,该时期出现了盆地东西长轴方向的抬斜运动。盆地东部基底持续抬升,促使沉积中心加速西移,沉积物出现纵向充填特征,最终导致盆地转化为一个向西开放的山间盆地。

表 3 煤层的煤化程度指标

Table. 3 The coalification index of coal beds

煤层	埋深 (m)	R_{\max}° (%)	C° (%)	H° (%)	W° (%)	V° (%)
M ₃	57.5	0.296	67.52	5.69	8.59	57.51
M ₅	208	0.309	68.7	5.70	9.27	57.0
M ₈	655	0.318	70.87	5.33	10.60	51.51

4.6 沉积物成熟度

先锋盆地发育的三个主要煤层(组) M₈、M₅、M₃分属于不同体系域。M₈煤层位于低位体系域, M₅、M₃位于高位体系域。三者的埋藏深度有较大差异,而成熟度差异并不太明显,近于相等。这说明先锋盆地是一个发育于上地壳拆离拉分环境中的浅成山间盆地。盆地下部没有地壳深部热场的干扰,热流值低,导致有机质成熟度偏低的特征。同时,这也是盆内走滑活动存在的有力证据。典型走滑环境下的鹿湖盆地(Deerlake Basin)资料也证明盆内不同层段的沉积物成熟度近于相等。

5 层序形成的控制因素

先锋盆地层序形成的主要控制因素是构造活动,包括构造沉降、走滑运动和构造反转。

5.1 走滑运动对层序形成的影响

先锋盆地受走滑运动影响主要表现在两个方面。首先小江断裂的左行走滑活动提供了成盆动力。其运动速率波动控制盆地形成过程中可容空间的变化。初期为局部拉陷环境,可容空间迅速增长,沉降速率>沉积物供给速率;晚期转变为走滑挤压环境,出现反转过程,可容空间减小。另一方面,部控盆断裂组的走滑活动主要影响沉积物的供给方

式、方向。成盆期沉积物供应主要为横向供应机制。南部陡坡带的冲积扇群沿盆地边缘成带分布,向盆地提供了大量粗碎屑物质。同时北部缓坡带亦有少量沉积物输入。盆地演化晚期,盆地构造格架发生调整。沉积物输入方式也随之改变,出现明显的纵向充填特征。冲积扇可能演变为歪斜扇,利用 F₁、F₂断裂组合斜坡进入盆地。另外,盆地东升西降的抬斜运动加速了纵向充填体系的形成。最终形成了横向供给,纵向充填的沉积物供应体系。

5.2 反转构造对层序的影响

盆地演化后期,盆缘断裂出现了构造反转,这与区域构造应力场的转变相一致^[5]。断裂的不同部位反转强度也不一致。盆地东部反转强度大,基底迅速抬升,致使盆地东部遭受剥蚀。反转构造活动改变了盆地内可容空间的分布状况,东部由正至负,由沉积转为剥蚀,缺失高位体系域沉积。盆内沉积物再搬运,沉积可能部分构成盆地西部沉积区层序的物源。这种可容空间的调整增大了沉积物供给速率,并使盆地纵向充填特征不断强化。

沉积物供应体制的变化,古地形影响,气候影响,湖平面变化频繁,出现进积、退积、互层的复杂组合样式。含煤沉积也体现了该阶段的沉积特征:煤层单层厚度小、层数多、结构复杂,分布范围局限。

6 结论

1)先锋盆地具有多物源、多沉积体系、相带窄、相变快等特征,是晚第三纪内陆环境典型断陷山间盆地。盆内层序具有典型陆相盆地特征,可以识别出古构造运动界面、构造应力场转换面、大面积超覆界面和区域性稳定煤层四种界面类型。

2)走滑活动控制盆地内充填层序的形成,而且不同的演化阶段其可容空间、沉积物供给机制发生相应变化。沉积层序出现沉积中心的沿断裂前缘的迁移,沉积体系的侧向叠置,沉积物的纵向优势充填等特征。

3)构造活动是盆地沉积层序形成的主要控制因素,包括构造沉降、走滑运动和构造反转三种运动形式;频繁的湖平面变化以及盆地形成初期的古地形影响都对层序的形成具有重要意义。

4)盆地范围内广泛发育的煤层是湖平面变化的敏感指标,也是层序地层分析中指示可容空间变化的良好界面。煤层可出现于不同的体系域类型。

中,可作为准层序(组)界面。

致谢: 本文在完成过程中得到朱筱敏教授的大力帮助,在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- [1] 顾家裕. 陆相盆地地层学格架概念及模式. 石油勘探与开发, 1995, 4: 6-10
- [2] 李平主编. 鲜水河—小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993, 40 ~ 70

- [3] 彭格林, 隋静霞著. 中国南部第三纪地洼型聚煤盆地的形成与演化. 北京: 科学出版社, 1990, 111~112
- [4] 邵震杰, 张强. 滇中先锋褐煤盆地的充填演化与成盆构造特征. 中国矿业大学学报, 1995, 1: 1-6
- [5] 邵震杰. 滇中先锋盆地成盆构造反转研究. 矿业世界, 1995, 3: 1-5
- [6] Harold. G Reading Characteristic and recognition of strike-slip fault system, Spec. publ. int. Ass. Sediment Sediment, 1980, 4: 7-26

The Sequence Stratigraphical Features of the Intracontinental Strike-Slip Basin — Xianfeng Basin in Yunnan Province, Southwest China

Zhang Qiang and Shao Zhenjie

(University of Petroleum, China, Beijing 10083)

(China's University of Mining and Technology Xuzhou)

Abstract

The difference between intracontinental basin and marginal basin exists in many aspects, such as tectonic settings, depositional scale, infilling pattern, paleogeography, sediment components and sedimentary sequences. The intracontinental basin is characterized by multi-sediment-sources, multi-sediment system, narrow lateral facies extension and rapid facies alternation. The Xianfeng basin is a Tertiary faulted intracontinental basin in Yunnan Province, Southwest China. This paper studied its infilling sequence, sedimentary framework, structure framework and the local tectonic setting. Furthermore, the features of an intracontinental basin under a strike-slip tectonic setting and the sequence characters were discussed. Besides the features appearing in all inland basins, the Xianfeng basin showed a clear strike-slip character. It controlled the variation of accommodation and the evolution of sediment source providing pattern. The infilling sequences were characterized by the migration of the depositional center along the boundary faults, the lateral onlap of sediment system and the active infilling along the major axis of the basin. Through carefully study, four types of surface have been recognized to divide the sequence and the system tracts tectogenesis surface (TCS), tectonic stress field transition surface (TTS), large-scale flooding surface (FDS) and coal bed surface (CBS). On the basis of sequence surfaces listed the above, the infilling sequence could be divided into two sequences. LST, TST, HST and AST were recognized. Coal-bearing sequences were well developed in the Xianfeng basin, mainly appearing in the upper part of LST and HST. Coal beds spreaded on a whole basin scale with the depth as thick as 236.6m. As we all know, a coal bed is a sensitive indicator which reflects the fluctuation of lake surface and water depth. Therefore, the locally spreaded coal beds are the ideal surfaces to determine a parasequence and parasequence sets. In addition, it should be pointed out that the tectonic movement plays a great role in the basin infilling including tectonic subsidence, strike-slip movement and tectonic inversion.

Key Words terrestrial basin strike-slip structure analysis of sequence stratigraphy