

文章编号: 1009-3850(2000)04-0020-11

楚雄中生代前陆盆地的构造沉降史研究

朱同兴, 黄志英, 尹福光

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

摘要: 云南楚雄盆地 位于扬子陆块的西南边缘, 为一典型的中生代周缘前陆盆地。盆地演化阶段明显, 晚三叠世为前陆早期复理石沉积, 侏罗纪则为前陆晚期磨拉石沉积。对盆地构造沉降史研究后笔者认为: ①晚三叠世复理石沉积盆地构造沉降幅度巨大, 沉降与沉积中心位于盆地最西部, 紧邻古哀牢山造山带, 沉积体呈楔形展布; ②侏罗纪磨拉石沉积盆地构造沉降和沉积中心以及前缘隆起向内陆方向迁移明显; ③中生代构造快速沉降的沉积体的楔形展布表明盆地具有前陆岩石圈挠曲成因特征; ④盆地的高沉积速率受构造和超补偿沉积作用的共同控制。

关键词: 构造沉降; 沉积速率; 前陆盆地; 中生代

中图分类号: TE121.1

文献标识码: A

Mesozoic tectonic subsidence in the Chuxiong foreland basin, Yunnan

ZHU Tong-xing, HUANG Zhi-ying, YIN Fu-guang

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China

Abstract: The Chuxiong Basin in Yunnan on the southwestern margin of the Yangtze land-mass is a Mesozoic peripheral foreland basin. Tectonically, three units may be distinguished for the basin: western thrust zone, central depression zone and eastern uplifted zone. In terms of sedimentary facies, sequence stratigraphy and palaeogeographic evolution in combination with tectonic evolution of the Ailaoshan orogenic zone, the basin shows a depositional evolution from the Palaeozoic passive continental margin to the Mesozoic foreland basin. Two phases of the sedimentation have been identified in the Chuxiong foreland basin: the foreland fly-sch sedimentation during the Late Triassic and the foreland molasse sedimentation during the

收稿日期: 1999-12-16

基金项目: 油气藏地质及开发工程国家重点实验室开放基金资助项目

Jurassic. The following conclusions are generalized on the basis of the tectonic history of the basin. (1) The Late Triassic flysch basin is characterized by high amplitudes of tectonic subsidence. The centres of subsidence and deposition lay in the westernmost part of the basin close to the Ailaoshan orogenic belt. The sedimentary bodies there display the wedge-shaped distribution. (2) The forebulges and centres of subsidence and deposition in the molasse basin migrated landwards during the Jurassic. (3) The Mesozoic rapid tectonic subsidence and wedge-shaped sedimentary bodies indicate the origin of lithospheric flexure in the Chuxiong Basin. (4) The higher sedimentation rates are controlled by both the tectonic and overcompensational sedimentation.

Key words: tectonic subsidence; sedimentation rate; foreland basin; Mesozoic

盆地沉降史分析是沉积盆地分析中一项最重要的基础研究工作,通过盆地沉降速率和沉积物的堆积速率的研究,可以较准确地反映生油层中烃类的成熟度、演化、油气的富集与保存,恢复生油岩的埋藏史,确定可靠的生烃时间和不同时期液态油窗的位置等。盆地构造沉降曲线的形成对探讨盆地的形成机制和反映古造山带逆冲推覆构造的演化都有重要参考价值。通过对一些重要参数的识别,判断盆地沉降的驱动力性质,从而建立盆地的成因模型。

1 区域地质背景

楚雄盆地位于云南省中部,面积约为 3650km^2 ,是我国南方地区一个较大的中生代构造沉积盆地^[1]。在详细研究了盆地构造、地球物理资料及沉积演化后,许效松、刘宝珺等(1997)提出楚雄盆地为一典型的前陆盆地^[2]。朱同兴等(1999)详细研究了前陆盆地形成与演化过程^[3],认为楚雄中生代前陆盆地是在古生代被动大陆边缘沉积基础之上演化而来的。前陆盆地的演化阶段性明显,经历了早期前陆复理石沉积和晚期前陆磨拉石沉积两个主要阶段。

1.1 区域构造

楚雄盆地位于扬子陆块的西南边缘,盆地周边均为深大断裂所分割:西界为程海断裂,西南界为红河断裂,东界为普渡河断裂,形成了一个北宽南窄的中生代构造沉积盆地(图1)。盆地周边断裂不仅形成时间早,切割深度大,而且长期或多期持续活动。其周边断裂不仅控制着盆地的基底形态,而且也控制着盆地的盖层沉积,因此它们的展布方向基本上反映了盆地的构造格架总貌。盆地东部的构造线主要受“康滇裂谷系”构造控制而呈南北向分布;盆地西部的构造线呈北北西或北西向展布,主要受古哀牢山造山带挤压活动及其前缘逆冲作用所控制。古哀牢山造山带的构造演化直接影响和控制着楚雄中生代盆地的形成与演化。

根据地面地质调查和深部地球物理勘探^[4],楚雄盆地内部可以划分为西部冲断带、中部拗陷带和东部隆起带3个二级构造单元。

东部隆起带 该带的东界为普渡河断裂,西界为绿汁江断裂。该隆起带为重力高分布

区和基底隆起区,内部又被若干条南北向断裂分割成数个凸起和凹陷。在凸起上有古老的变质岩系基底出露,而在凹陷内则分布有中生代地层。在楚雄盆地的沉积演化过程,东部隆起带总体处于长期风化剥蚀状态,为盆地沉积作用提供了丰富的物质来源。

中部拗陷带 该拗陷带的西界为鱼泡江弧形断裂,向南延伸至沙桥断裂,主要特征是基底埋藏深,中生代沉积物厚度巨大(6~10km),地层发育齐全。该带褶皱宽缓,断裂构造不甚发育,构造线总体呈北西向展布。航磁、重力和大地电磁测深等深部地球物理勘探资料都反映出拗陷带的基底是不平坦的,总体上呈向南西倾斜状态。楚雄盆地的中生代沉积主体位于该拗陷带,以大面积的重力低异常为特征。

西部冲断带 盆地西部为巨大的逆冲推覆构造带,由一系列呈叠瓦状分布的逆冲推覆构造体组成,如平川推覆体和三街推覆体等。冲断带内布格重力异常多呈北西向条带状展布,重力高异常与重力低异常呈相间排列,大地电磁特征也证实在地表之下6~8km深处有一低阻层存在,并在该低阻层之上发育逆冲推覆外来体。

1.2 区域地层和盆地演化

楚雄盆地的基底由古元古界大红山群刚性结晶基底和中、新元古界昆阳群塑性褶皱基底构造^[5]。盆地内出露的地层自下而上主要为上三叠统、侏罗系、白垩系和第三系。上三叠统在盆地西部的祥云-新平地区为海相砂泥质复理石建造、碳酸盐建造和海陆交互相含煤建造,该地东部的一平浪地区则发育陆相含煤磨拉石建造。侏罗系、白垩系为巨厚的紫红色陆相磨拉石建造,并在盆地内呈连片覆盖。楚雄盆地区域地层系统、主要沉积相、沉积建造和盆地演化阶段见表1。

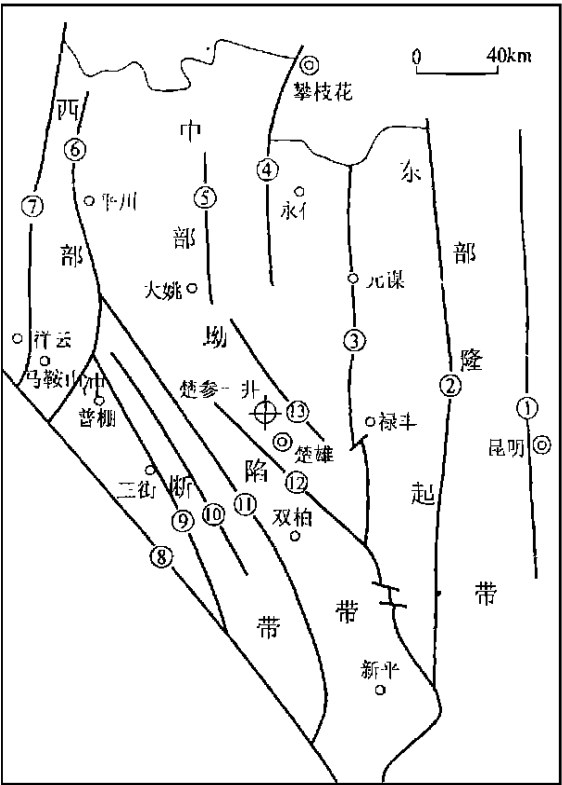


图1 楚雄盆地构造格架示意图

- ①普渡河断裂;②易门断裂;③绿汁江断裂;④渡口隐伏断裂;⑤大姚隐伏断裂;⑥鱼泡江断裂;⑦程海断裂;⑧红河断裂;⑨三街断裂;⑩马龙河断裂;⑪沙桥断裂;⑫楚雄断裂;⑬火烧屯断裂
- Fig. 1 Tectonic framework of the Chuxiong Basin in Yunnan
- ①=Puduhe fault; ②=Yimen fault; ③=Luzhijiang fault; ④=Dukou concealed fault; ⑤=Dayao concealed fault; ⑥=Yupaojiang fault; ⑦=Chenghai fault; ⑧=Honghe fault; ⑨=Sanjie fault; ⑩=Malonghe fault; ⑪=Shaqiao fault; ⑫=Chuxiong fault; ⑬=Huoshautun fault

表 1 楚雄中生代盆地沉积地层、沉积相和盆地演化阶段
Table 1 Sedimentary sequences, facies and evolution of the Chuxiong Mesozoic Basin Yunnan

地 层 系 统			沉 积 建 造	沉 积 相	演 化 阶 段		
E ₁		赵家店组	杂色含膏盐磨拉石	冲积-河湖相	陆 相 磨 拉 石	前 陆 晚 期 磨 拉 石 沉 积	
		江底河组					
K	K _{2m}	马头山组					
	K _{1p}	普昌河组	紫红色磨拉石	湖泊及三角洲			
	K _{1g}	高峰寺组					
J	J _{3t}	妥甸组	紫红色磨拉石 夹碳酸盐岩	湖泊及三角洲			
	J _{3s}	蛇店组					
	J _{2z}	张河组					
	J _{1f}	冯家河组					
T ₃ ³	T _{3b}	白土田组	陆相含煤磨拉石	河湖沼泽	海相磨拉石		
T ₃ ²	T _{3h}	花果山组	海相含煤磨拉石	滨岸沼泽			
	T _{3l}	罗家大山组	复理石夹碳酸盐岩	浊流盆地			
T ₃ ¹	T _{3y}	云南驿组				前陆早期复理石沉积	
P ₂ —T ₂			被 动 大 陆 边 缘 盆 地				

从表 1 中可以看出, 楚雄中生代前陆盆地是在古生代被动大陆边缘盆地基础上演化而来, 其中前陆盆地沉积演化阶段性明显, 表现为早期复理石沉积(包括晚三叠世卡尼期和诺利早中期)和晚期磨拉石沉积(包括诺利晚期至老第三纪古新世)。磨拉石沉积根据沉积环境的不同又可划分为海相磨拉石和陆相磨拉石两种沉积类型。从时空分布来看, 陆相磨拉石沉积不仅时限长, 而且分布范围广, 因此是楚雄中生代盆地的主要特征。

2 构造沉降史

2.1 研究方法

地质历史中沉积盆地的构造沉降记录在沉积地层中, 是反映盆地演化的一部良好的档案, 是沉降恢复中最可靠的资料来源。对于盆地沉降的探讨是从理论和实践两个方面平行展开的, 理论上的研究导致了一系列盆地动力学模式的再现, 从不同角度对盆地成因机制作出具体而合理的解释; 实施的结果则是创造并完善了一套以实际资料来恢复盆地沉降史的方法。早在 50 年代, 人们就认识到, 因基底沉降和海平面上升所产生的沉积空间, 通常被沉积物所充填。那么, 地史中某一段时间的沉积厚度就可以代表该段时间内盆地的沉降幅度。如果已知盆地地层层系中每一个单元的年龄和厚度, 就可以用一种时间-沉积厚度曲线来表达盆地的沉降史。此方法是巴布诺夫(Bubnoff, 1954)首先应用的, 目前这种方法在国内仍然广泛用于地质调查和科研中。

然而, 在 70 年代国际地球动力计划实施以来, 板块构造学有了长足发展。因而巴布诺夫法已逐渐被新方法取代, 80 年代国外已日益广泛应用“反剥法”(backstripping method)来真实地描述盆地的沉降过程, 以认识积盆地的形成和演化的动力学模式^[6~8]。

反剥法是一种利用实测地层或钻井剖面厚度资料来恢复盆地构造沉降史的研究方法,

它的基本做法是把地层剖面中的各时间的地层单元依次逐层剥掉,通过一系列校正,包括压实校正、古水深校正、海平面校正和基底对负载的响应,最后计算出盆地在不同时期的沉降值。盆地的沉降值包括构造沉降和负载沉降两部分。对探讨盆地成因机制来说,最为关键的应当是构造沉降(逆冲负荷沉降),只有了解构造沉降才算是触及到了盆地形成演化的本质问题,才有可能对盆地的地球动力机制作更深层次的分析。

2.2 构造沉降史的恢复

压实校正 首先进行地层厚度的压实校正,恢复到沉积时或埋藏过程中某一时期的厚度。可以预测,压实校正后的地层厚度既不是现今的实测厚度,也不是各单元原始厚度之和,而是介于两者之间的一个数值。压实主要是上覆地层重量使地层内流体排出,孔隙度和埋深的一般关系为: $f = f_0 e^{-cz}$ 。其中 f 为孔隙度, f_0 为地表原始孔隙度, z 为埋深, c 为压实系数。孔隙度和埋深的变化关系经理论和实验研究表明^[9,10],孔隙度随埋深而衰减,最大衰减曲线在 1~2km 之间,2km 以下的深度无论是碎屑岩还是碳酸盐岩的孔隙度衰减率极小。

在具体操作过程中,压实校正方法可采用 Doglioni 和 Goldhammer(1988)的压实校正与埋深关系的经验图解^[11]。

古水深校正 尽管目前已经意识到古水深校正对构造沉降恢复的重要性,但在实际操作过程中古水深的确定是相当困难的。目前所能依据的主要是古生物资料以及详细的沉积环境的系统分析,综合各种物理、化学条件推测盆地可能的水深。对于象楚雄盆地这样勘探程度较低,古生物资料又缺乏的盆地,古水深资料主要通过相分析来获取。上三叠统云南驿组由于发育酸盐岩滑塌沉积以及碳酸盐碎屑流沉积而被认为水深至少为 550~600m,现代小巴哈马台地北缘的斜坡地带上的滑塌沉积物也发育于这个部位(Mullins, 1978),罗家大山早期的沉积水体可能比云南驿组要稍深一些,属深海沉积域,估计水深至少为 1000m,罗家大山中期之后,海水迅速变浅,成为滨岸相和陆相。

海平面校正 全球海平面变化对构造沉降的影响体现在两方面:①由于现今海平面高度被定为衡量沉降的参照面,因此,在考虑古构造沉降时需要对古水深作海平面校正;②相对于现今的低水位,过去高水位时期多出的海水本身也是一种负载,它会增加基底的负载沉降,因此,在计算构造沉降时应排除这部分负载沉降($\Delta SL \cdot \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w}$)。过去某一时间海平面高度相对于现今的变化值(ΔSL)可以方便地从 Vail 等人的全球性海平面变化曲线上读出,高于现今海平面取正值,低于现今海平面取负值。

基底对负载的响应 当基底承受负载产生负载沉降时,均衡补偿的方式有两种:一是埃尔利(Airy)模式,把基底之下的岩石圈设想成由无穷多个小单元组,每个小单元在承受负载时只影响其本身而不涉及其它单元,也就是说,它的均衡补偿不超过负载范围。因此,在负载范围之外不产生补偿,也没有负载沉降;二是较复杂的挠曲(flexure)模式,采用挠曲模式进行负载校正是十分复杂的。在一般条件下,多数采用简便的埃尔利模式补偿系数,但在一些前陆盆地构造沉降史研究中,采用埃尔利模式会产生 10%~20%的误差,但不会使整个沉降曲线的形态发生明显的改变,而且误差从盆缘向中心逐渐减小。由于研究条件及勘探程度较低所限,笔者采用 Airy 补偿系数。

通过上述一系列校正,恢复后的构造沉降公式为:

$$Y = S_0 \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} + W_d - \Delta SL \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w}$$

式中, Y 为构造沉降, S_0 为压实校正后的地层厚度, ρ_s 为沉积物平均密度(2.55g/cm³), ρ_m 为地幔平均密度(3.33g/cm³), ρ_w 为海水平均密度(1.03g/cm³), W_d 为沉积物时的水深, ΔSL 为相对于现今水位的海平面升降值。

2.3 构造沉降史的恢复结果

经过各种校正后的构造沉降值(Y)和沉积物堆积速率(R)列表2、表3和表4。这些数据较真实地反映了晚三叠世—侏罗纪楚雄前陆盆地/扬子板块西南边缘由于岩石圈挠曲造成构造沉降的演化过程。图2代表楚雄前陆盆地早期复理石沉积时(晚三叠世)基底构造沉降的演化历史,图3则代表了楚雄前陆盆地晚期磨抗石沉积时(侏罗纪)基底构造沉降的演化史。从上述两个图中,我们可以得出如下结论:

(1)晚三叠世前陆复理石盆地的构造沉降中心或生油凹陷位于祥云米甸、马鞍山、南华一街河以及新平水塘一线。其构造沉积幅度巨大,向东迅速降低,随着时间的演化,一方面,冲断体的前缘快速向东北方向推进,沉降中心也迅速向东北迁移;另一方面,在诺利期盆地东部的绿汁江基底断裂复活,在其西侧形成断陷湖泊相含煤岩系,沉积上三叠统普家村组。西部前陆冲断带内的复理石沉积物呈西厚东薄的楔形体产出。

表2 晚三叠世楚雄前陆复理石盆地的构造沉降值和堆积速率数据
Table 2 Tectonic subsidence and accumulation rates of the foreland flysch sediments in the Chuxiong Basin Yunnan during the Late Triassic

时限/Ma	层位	剖面		祥云马鞍山		南华一街河		禄丰一平浪		元谋洒芷	
208.0	瑞替阶 T ₃ ³	S	S ₀		600		670		350		1230
			Y	446	204	483	228	300	119	1080	418
			R		400		446		233		820
209.5											
223.4	诺利阶 T ₃ ²	S	S ₀		3600		4900		1950		1560
			Y	2270	2224	3697	2666	1567	863	1265	730
			R		259		352		> 400		> 312
235	卡尼阶 T ₃ ¹	S	S ₀		2800		2400				
			Y	1960	1552	1539	1416	0		0	
			R		241		207				

S. 实测地层厚度/m; S₀. 校正后的地层厚度/m; Y. 构造沉降/m; R. 堆积速率(m/Ma), 下同。

表 3 侏罗纪楚雄前陆磨拉石盆地组级单元构造沉降和堆积速率数据

Table 3 Tectonic subsidence and accumulation rates of different formations in the Chuxiong foreland molasse basin Yunnan during the Jurassic

时限/Ma	层位	剖面	祥云大营	祥云普棚	楚参井	牟定曹家	楚雄大云	双柏法表	大姚龙街	永仁中和	禄丰—平浪
145.6	J ₃ t	S ₀	842	430	—	975	2067	1027	715	1406	—
		R	92.5	47	—	107	227	113	78.6	155	—
154.7		Y	286	146	—	332	725	349	243	478	—
157.1	J ₃ s	S ₀	1040	1755	—	410	897	938	793	1469	—
		R	433	731	—	171	374	391	330	612	—
		Y	354	579	—	140	305	319	270	499	—
178	J ₂ z	S ₀	832	3406	1557	884	1087	813	897	988	1579
		R	40	163	74.5	42.3	86.5	38.9	42.9	47.3	75.6
		Y	283	1190	560	320	635	325	305	336	537
208	J ₁ f	S ₀	1898	2158	4726	—	—	942	1032	1635	1612
		R	63	72	158	—	—	32	34	55	54
		Y	645	733	1637	—	—	350	351	556	548

(2)侏罗纪前陆磨拉石盆地的构造沉降中心,已明显地向北东迁移至楚雄—新平一线,主要在楚雄会基关地区(楚参一井),早侏罗世早中期的构造沉降幅度特大,磨拉石楔形体沉积也特别明显(图3)。在磨拉石沉积阶段,构造沉积中心向北东迁移的平均速率为0.6mm/a,这种迁移作用在晚侏罗世蛇店期或妥甸期特别明显。另外,盆地东部的绿汁江断裂继续控制着早中侏罗世的沉积。

(3)晚三叠世—侏罗纪为楚雄盆地持续快速沉降期,具有前陆盆地岩石圈挠曲的快速构造沉降特征,因此,楚雄中生代盆地经历了与古生代完全不同的地球动力学演化过程。构造沉降模拟显示,与古哀牢山造山活动有关的西部逆冲带及其前缘地区的构造沉降量要明显地大于盆地内部。换句话说,当时前陆盆地的基底形态为南西陡,北东缓,所形成的前陆沉积地层厚也是西厚东薄。

(4)楚雄前陆盆地的不同时期具有不同的构造沉降速率和沉积物堆积速率,反映出与古哀牢山活动有关的西部逆冲推覆带的构造逆冲强度和逆冲推覆体的抬升速率在不同时期有明显的变化。晚三叠世和晚侏罗世早期的蛇店组是楚雄前陆盆地构造沉降值最大的时期,反映西部逆冲带在该时期构造抬升和横向推进最为强烈。

(5)利用压实校正后的原始沉积厚度(S₀),可以较精确地计算出楚雄盆地的沉积速率(R)及其变化(表2~表4,图4)。楚雄盆地具有较高的沉积物堆积速率,晚三叠世一般为207~446m/Ma,侏罗纪一般为40~731m/Ma,其中晚三叠世瑞替期的白土田组和晚侏罗世牛津期的蛇店组的沉积速率高达374~612m/Ma,表明这两个时期为盆地构造强烈活动期,分别属于印支造山晚幕和燕山造山早幕的沉积。造山运动的强烈时期,造山带风化剥蚀的碎屑物质倾于前陆地区,形成山前磨拉石的超补偿沉积。沉积速率如此高的超补偿沉积作用

通常仅发育于世界上一些经典的前陆盆地或断陷盆地中,而在稳定的克拉通盆地和被动大陆边缘盆地中是不可能存在的。

表 4 侏罗纪楚雄前陆磨拉石盆地段级单元的构造沉降和堆积速率数据

Table 4 Tectonic subsidence and accumulation rates of different members in the Chuxiong foreland molasse basin Yunnan during the Jurassic

地层		时限/Ma	剖面	祥云大营	祥云普棚	楚参井	楚雄大云甸	双柏法表	大姚龙街	永仁中和	禄丰—平浪
J ₃	J ₃ ^{f2}	145. 6	S ₀	127	143	—	456	468	364	585	—
			R	19. 5	22	—	70	72	56	90	—
		152. 1	Y	43	49	—	185	190	154	229	—
	J ₃ ^{f1}	154. 7	S ₀	793	286	—	1573	512	351	821	—
			R	305	110	—	605	197	135	316	—
			Y	270	97	—	535	174	120	280	—
	J ₃ ^s	157. 1	S ₀	1040	1755	—	897	938	793	1469	—
			R	433	731	—	374	391	330	612	—
			Y	354	597	—	305	319	270	499	—
J ₂	J ₂ ^{z3}	161. 3	S ₀	300	1677	557	815	162	156	260	533
			R	71	400	133	194	39	37	62	127
			Y	102	570	190	277	55	53	88	181
	J ₂ ^{z2}	166. 1	S ₀	170	600	400	300	230	250	320	250
			R	35	125	84	63	48	52	67	52
			Y	58	234	166	132	78	85	109	85
	J ₂ ^{z1}	178. 0	S ₀	429	1274	592	771	481	559	481	865
			R	36	107	50	65	40	47	40	73
			Y	146	433	201	262	163	190	164	294
J ₁	J ₁ ^{f3}	187	S ₀	832	234	609	—	325	250	468	560
			R	92	26	68	—	36	28	52	62
			Y	283	80	207	—	111	85	159	190
	J ₁ ^{f2}	203. 5	S ₀	923	1716	2639	—	390	463	956	897
			R	56	104	160	—	24	28	58	54
			Y	314	583	927	—	163	157	325	305
	J ₁ ^{f1}	208. 0	S ₀	143	208	1478	—	250	306	208	156
			R	32	46	328	—	56	68	46	35
			Y	48	71	533	—	115	104	71	53

沉积物堆积速率随时空演化而变化。堆积速率有随时间演化而降低于趋势,如侏罗纪沉积物的堆积速率明显低于晚三叠世,但在更大的尺度范围内,如在晚三叠世复理石盆地和侏罗纪磨拉石盆地演化过程中,却又分别出现了随时间演化,沉积物堆积速率明显增加的现

象。在空间展布上, 堆积速率的高值域(沉积中心)也随时间的变化而不断地向北东迁移。通过沉积物堆积速率的演化与盆地构造沉降演化的相互比较, 不难看出, 各时期沉积中心与沉降中心基本吻合。

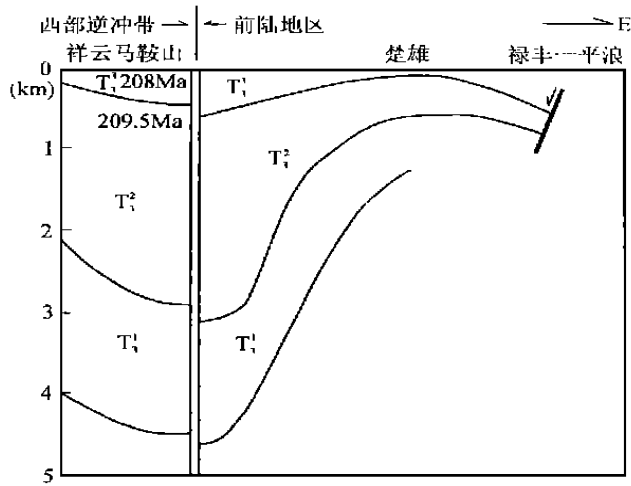


图 2 晚三叠世楚雄前陆复理石盆地构造沉降模拟

Fig. 2 Modelling showing the tectonic subsidence of the Late Triassic Chuxiong foreland flysch basin in Yunnan

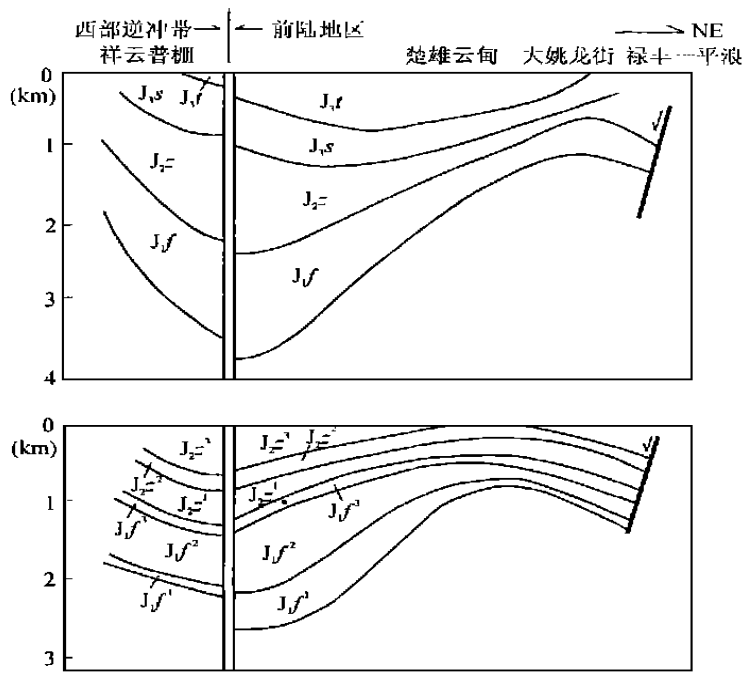


图 3 侏罗纪楚雄前陆磨拉石盆地构造沉降模拟

Fig. 3 Modelling showing the tectonic subsidence of the Jurassic Chuxiong foreland molasse basin in Yunnan

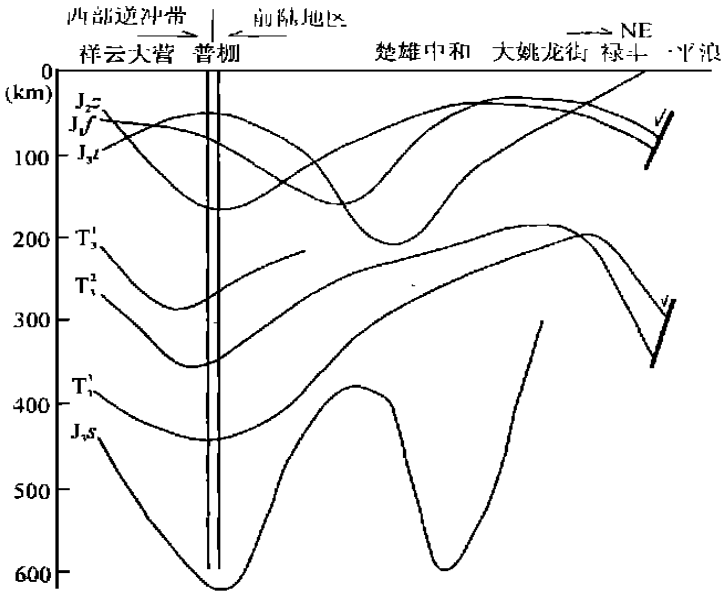


图 4 楚雄前陆盆地沉积物堆积速率模拟

$T_3^1-T_3^2$ 早期复理石演化阶段; $T_3^3-T_3^4$ 晚期磨拉石演化阶段

Fig. 4 Modelling showing the accumulation rates of the sediments in the Chuxiong foreland basin, Yunnan

$T_3^1-T_3^2$ represent the early flysch sedimentary stage; $T_3^3-T_3^4$ represent the late molasse sedimentary stage

高沉积速率的超补偿沉积一方面反映了沉积物对构造活动的响应, 另一方面也反映出盆地构造沉降机制的变化。世界上一些典型的被动大陆边缘的沉积物堆积速率为每百万年一般为几米至几十米(印度中生代喜马拉雅、早古生代扬子东南边缘^[12]等), 而一些典型的前陆盆地的沉积速率则高达数百米, 如北阿尔卑斯前陆盆地为 150~600m/Ma, 巴基斯坦喜马拉雅前陆盆地为 529m/Ma^[13]。因此, 楚雄盆地晚三叠世—侏罗纪的沉积作用明显不同于被动大陆边缘盆地, 而更类似于经典的前陆盆地, 其堆积速率通常数倍甚至数十倍于克拉通盆地、被动大陆边缘盆地和现代陆棚沉积。

3 讨论

通过盆地沉积充填物质和沉积序列的分析研究, 初步对楚雄盆地晚三叠世—侏罗纪构造沉降进行了动态定量模拟。如前所述, 构造沉降的恢复除压实校正、古水深校正和海平面校正之外, 还应考虑基底对负载的响应。响应的方式主要有两种模式^[6]: Airy 的均衡模式和 Flexural 的热流模式。前者主要应用于离散型热沉降盆地, 后者则主要应用于汇聚型构造盆地。很明显, 楚雄中生代盆地性质当属后者, 但是由于勘探程度的限制, 笔者仍采用较为简便的 Airy 均衡模式。虽然上述两模式在选择拟参数方面存在一定的差别, 但其曲线形态几乎相同^[6], 因此, 在恢复盆地构造沉降时, 不会产生严重偏差。某些校正过程中有一定的误

差量(10%~20%),但不会使整个构造沉降曲线形态发生明显的改变,而且误差从盆缘向中心是逐渐减小的。因此,动态模拟的构造沉降曲线,基本上能定量地解释楚盆地的形成机理与演化,解释沉降与沉积中心(生油凹陷)的迁移方向和迁移速率,对解释盆地的地球动力机制也有积极的指导意义。

致谢:

笔者在研究过程中得到了成都地矿所蒲心纯研究员和许效松研究员的具体指导;野外工作得到了滇黔桂石油地质科学研究所苟汉成高级工程师和周明辉工程师的大力支持和帮助,在此深表感谢。

参考文献:

- [1] 朱夏. 论中国含油气盆地构造[M]. 北京: 石油工业出版社, 1986.
- [2] 许效松, 刘宝 等. 中国西部大型盆地分析及地球动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [3] 朱同兴等. 盆山转换与沉积地质记录——以楚雄前陆盆地分析为例[J]. 岩相古地理, 1999, 19(3): 1—15.
- [4] 中国石油开发总公司. 云南楚雄盆地油气勘探前期工程圈闭评价研究[R]. 滇黔桂石油研究院, 1993.
- [5] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [6] BOND G C and KOMINZ M A. Construction of tectonic subsidence curves for the Early Palaeozoic miogeosyncline, southern Canadian Rocky Mountains; implications for subsidence mechanisms, age of breakup and crustal thinning[J]. Geological Society of America Bulletin, 1984, 95(2): 155—173.
- [7] WATTS A B. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level[J]. Nature, 1982, 297(5866): 469—474.
- [8] WATTS A B and RYAN W B F. Flexure of the lithosphere and continental marginal basins[J]. Tectonophysics, 1976, 36(1—3): 25—44.
- [9] BROWN P R. Compaction of fine-grained terrigenous and carbonate sediments; a review[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1969, 18(4): 486—495.
- [10] MAGARA K. Comparison of porosity-depth relationships of shale and sandstone[J]. Journal of Petroleum Geology, 1980, 3: 175—185.
- [11] DOGLIONI C and GOLDHAMMER R K. Compaction-induced subsidence on the margins of a carbonate platform[J]. Basin Research, 1988, 1(4): 237—246.
- [12] 刘宝 等. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [13] MEIGS A, BURBANK D W and BECK R A. Middle-late Miocene (> 10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya[J]. Geology, 1995, 23(5): 423—426.