

文章编号: 1000-0550(2010)01-0091-11

# 龙门山前陆盆地晚三叠世沉积通量与造山带的隆升和剥蚀<sup>①</sup>

颜照坤 李勇 董顺利 韩冰 陈浩

(成都理工大学“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室 成都 610059)

**摘要** 根据钻井资料、地层剖面资料,利用 Surfer8.0 软件编制出晚三叠世前陆盆地各组段的残留地层等厚图,得出各组段残留地层的沉积总量,并计算出各阶段沉积通量: 21.4 t/(m<sup>2</sup>·Ma)、184.2 t/(m<sup>2</sup>·Ma)、278.0 t/(m<sup>2</sup>·Ma)、147.6 t/(m<sup>2</sup>·Ma)、703.5 t/(m<sup>2</sup>·Ma)、272.0 t/(m<sup>2</sup>·Ma)。然后,利用物质平衡法将沉积物回剥至龙门山造山带并进行脱压校正,计算出晚三叠世龙门山造山带剥蚀总厚度为 2 514 m,各阶段造山带剥蚀速率分别为: 0.009 mm/a、0.114 mm/a、0.133 mm/a、0.094 mm/a、0.423 mm/a 和 0.133 mm/a。最终,重塑了龙门山造山带晚三叠世的隆升历史: 在距今 228.0~199.6 Ma 的时间内龙门山造山带地壳隆升了约 4.3~4.6 km,地表隆升了 1.8~2.1 km; 并且隆升过程具有明显的阶段性,可划分为初始隆升(228.0~216.5 Ma)、加速隆升(216.5~211.0 Ma)、缓慢隆升(211.0~203.6 Ma)、急剧隆升(203.6~202.7 Ma)和缓慢隆升(202.7~199.6 Ma)五个阶段。

**关键词** 沉积通量 龙门山前陆盆地 剥蚀 龙门山造山带 隆升

**第一作者简介** 颜照坤 男 1983 年出生 硕士研究生 沉积地质学 E-mail: yzk517@163.com

**中图分类号** P534.51 **文献标识码** A

## 0 引言

龙门山位于世界屋脊青藏高原的东缘,北起广元、白水地区,呈北东—南西向沿四川盆地西缘向南西方向延伸,南接天全、泸定地区。自印支运动以来,龙门山造山带不断向东扩展和推进,龙门山前陆盆地正是在龙门山冲断带推覆作用下形成的,是我国典型的前陆盆地之一。根据盆地内的不整合面,可以将龙门山前陆盆地充填序列分割为 6 个构造层序<sup>[1-3]</sup>,本文研究对象是位于最下部的构造层序 I——晚三叠世构造层序。

由于龙门山前陆盆地是我国重要的含油气盆地,上三叠统地层更是重要的生油层和储集层,因此前人对龙门山前陆盆地晚三叠世残留地层做了较多的研究,有丰富的钻井资料和地层剖面资料,并且残留地层形成大体年限已经确定。这些资料为本次研究提供了有力的支撑作用。另外,最为重要的是晚三叠世龙门山前陆盆地与造山带是一个相对封闭的盆—山系统,盆地沉积物物源主要来自西部造山带<sup>[1]</sup>,在这样一个盆—山系统中,龙门山前陆盆地上三叠统残留地层应该记录了晚三叠世龙门山造山带的隆升历史。

鉴于此,本文试图通过对龙门山前陆盆地晚三叠世残留地层沉积通量和造山带剥蚀厚度和剥蚀速率的精确刻画,重塑龙门山造山带晚三叠世的隆升历史。

## 1 基本理论与假设

沉积通量是指在一定单位时间内,单位面积上所沉积的固体物质总量<sup>[4]</sup>,本文中的沉积通量是指龙门山前陆盆地晚三叠世在各个沉积时期内,单位时间单位面积上沉积物的质量。计算公式为:

$$AR = V \cdot \rho \cdot (1 - \phi) / S \cdot \Delta t \quad (1)$$

其中: AR 为沉积通量, t/(m<sup>2</sup>·Ma); V 为沉积总量, m<sup>3</sup>;  $\rho$  为岩石颗粒密度, t/m<sup>3</sup>;  $\phi(z)$  为岩石孔隙度, %; S 为沉积区面积, m<sup>2</sup>;  $\Delta t$  为沉积持续时间, Ma。

Hay 和 Wold 在研究墨西哥湾西北部集水盆地的古高度和北大西洋北部及格陵兰—冰岛—挪威海南部的古地形时,使用了物质平衡法再造古高度,主要研究的是沉积物质量在不同年代的分布状况<sup>[5]</sup>和过去某一阶段的古地形<sup>[6]</sup>。另外,我们还应该注意到物质平衡法再造古地形的研究对象是一个碎屑沉积作用过程的封闭系统,该区域应包括碎屑沉积的所有

<sup>①</sup>国家自然科学基金项目(批准号: 40972083, 49803013, 40372084, 40841010)、中国地质调查局应急项目和中石化前瞻性项目资助的成果。  
收稿日期: 2008-12-15; 收修改稿日期: 2009-02-23

物源区和沉积区 在该系统中一定时间范围内,剥蚀和沉积过程中出现的剥蚀物质量应等于沉积物质量<sup>[7]</sup>。

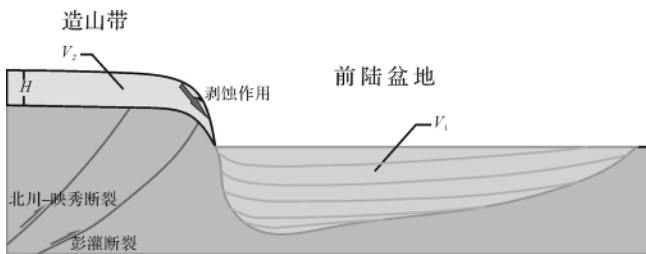


图1 晚三叠世龙门山造山带与前陆盆地剥蚀—沉积模式图

$V_s$  沉积总量 ( $\text{km}^3$ );  $V_d$  剥蚀量 ( $\text{km}^3$ );  $H_d$  平均剥蚀厚度 (m)

Fig. 1 Model of the denudation-sediment of the Longmen Shan orogenic belt and foreland basin during the Late Triassic Epoch

$V_s$  the Total Amount Sediment ( $\text{km}^3$ );  $V_d$  Denudation ( $\text{km}^3$ );  $H_d$  Average denudation thickness (m)

根据 Hay 等人提出的古高度再造模式所需的条件<sup>[6]</sup> 我们对本次研究做出以下假设:

(1) 龙门山前陆盆地充填的晚三叠世沉积物具有双物源,并且具有明显的不对称性,充填沉积物主要来源于西部冲断带,少量来自东部克拉通<sup>[1]</sup>,本文忽略来自扬子克拉通的沉积物,将盆地中的残留地层沉积物全部视为来自造山带的物质(图1)。

(2) 晚三叠世至今,由于整个剥蚀—沉积体系已经发生巨大的变化,物源区范围和沉积区范围已经无

法精确确定,但是,物源区面积和沉积区面积对本次研究又是必不可少的。另外,由于现在主要有岷江、青衣江和涪江三江流入龙门山前陆盆地晚三叠世残留地层覆盖区的,因此本文将现在岷江、青衣江和涪江三江上游流域作为物源区,将晚三叠世残留地层覆盖区作为前陆盆地沉积区。

(3) 假定每个阶段内的剥蚀—沉积过程是连续的、渐变的,均变论适用于晚三叠世龙门山造山带的剥蚀过程和前陆盆地的沉积物充填过程的各个阶段。即本文得出的沉积通量、沉积速率和剥蚀速率均代表各个阶段的平均沉积通量、平均沉积速率和平均剥蚀速率(通过对这些平均值变化规律的分析,最终得出龙门山造山带晚三叠世的隆升历史)。

## 2 前陆盆地的充填

### 2.1 充填地层格架与充填历史

晚三叠世龙门山前陆盆地为典型的楔状前陆盆地,自下向上依次充填有马鞍塘组、小塘子组、须家河组二段、三段、四段和五段<sup>[2,8]</sup>。充填特征表现为:底部具有典型的挠曲前缘隆起不整合面,下部为边缘碳酸盐岩缓坡和海绵礁的建构和淹没过程;中部为进积过程中形成的三角洲沉积物,具有向上变粗的垂向结构;上部为粗碎屑砾岩和湖泊相构成向上变细的垂向结构<sup>[2]</sup>。沉积物总体上呈北东—南西向展布,并具有明显的西厚东薄的特征(图2)。

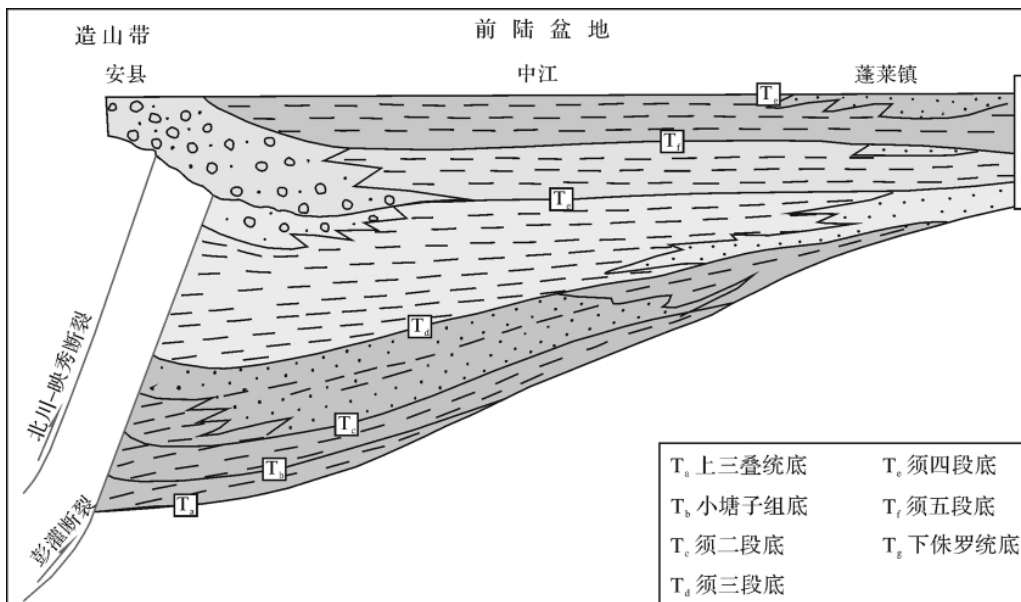


图2 龙门山前陆盆地晚三叠世残留地层结构(据王金琪,1991[9],修改)

Fig. 2 Structure of residual formation in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch (Modified from Wang Jinqi, 1991)

表 1 龙门山前陆盆地晚三叠世充填序列

Table 1 Filling sequence of the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

年代地层		地质时代	岩石地层	年龄 /Ma	持续时间 /Ma	主要岩性	
系	统		组段				
侏罗系	下侏罗统	赫塘期	白田坝组	199.6	3.1	灰岩、泥灰岩	
		瑞替期	须五段( $T_3x^5$ )	202.7			
	上三叠统	诺利期		须四段( $T_3x^4$ )	203.6	7.4	砾岩、含砾砂岩
				须三段( $T_3x^3$ )	211.0		
				须二段( $T_3x^2$ )	214.2		
				小塘子组( $T_3xt$ )	216.5		
中三叠统	拉丁期	雷口坡组	228.0	11.5	页岩、粉砂岩、灰岩		

根据国际地层委员会(ICS) 2004 年公布的国际地层年代表对卡尼期(228.0 ~ 216.5 Ma)、诺利期(216.5 ~ 203.6 Ma)和瑞替期(203.6 ~ 199.6 Ma)年限的标定(表 1)<sup>[10]</sup>,可以对充填阶段的时间进行大体划分。由于尚无可靠数据对各个组段年龄进行详细标定,我们需要对各阶段的充填历史进行精确刻画。

吕雪雁等对塔里木盆地地台区三叠系层序地层的研究中灰色、深灰色泥岩、粉砂质泥岩和泥质粉砂岩沉积速率约为 0.08 mm/a,含砾砂岩约为 0.11 mm/a,半深湖相泥岩沉积速率约为 0.046 mm/a<sup>[11]</sup>;刘国臣等舍女寺地区新生代沉积—剥蚀过程的研究中以泥岩、页岩为主的地层沉积速率多小于 0.1 mm/a,以砂岩、砾岩为主的地层沉积速率多大于 0.12 mm/a<sup>[12]</sup>。另外,王成善等在对孟加拉沉积物特征的研究中,不同岩性的岩石沉积速率也有相似的结果<sup>[13]</sup>。我们参考以上数据,并根据本次研究中各组段地层的主要岩性(表 1),对小塘子期、须二期、须三期、须四期和须五期的沉积速率先做一个初步估计,分别为:  $v_x = 0.09$  mm/a;  $v_2 = 0.13$  mm/a;  $v_3 = 0.07$  mm/a;  $v_4 = 0.16$  mm/a;  $v_5 = 0.06$  mm/a。

根据公式:  $h_x/v_x a + h_2/v_2 a + h_3/v_3 a = 12.9$  Ma ②

其中:  $h_x$ —小塘子组残留地层平均厚度(km);  $h_2$ —须二段残留地层平均厚度(km);  $h_3$ —须三段残留地层平均厚度(km);  $a$ —沉积速率调整系数(它是为了使得诺利克期三个充填阶段时间总和为 10.4 Ma)。

根据下文对沉积总量和残留地层覆盖面积的计算,可求出各阶段残留地层平均厚度(表 2),代入数据到公式②,计算得:  $a = 0.93$

于是可求得小塘子期、须二期和须三期持续时间分别为:

$$t_x = h_x / 0.09a = 2.3 \text{ (Ma)}$$

$$t_2 = h_2 / 0.13a = 3.2 \text{ (Ma)}$$

$$t_3 = h_3 / 0.07a = 7.4 \text{ (Ma)}$$

同理 根据公式:  $h_4/v_4 b + h_5/v_5 b = 4.0$  Ma(其中:  $h_4$ 、 $h_5$ 分别为须四和须五段残留地层平均厚度;  $b$ 为调整系数)可计算出须四期和须五期持续时间分别为:  $t_4 = 0.9$  (Ma)、 $t_5 = 3.1$  (Ma)(表 1)。

## 2.2 残留地层厚度与沉积通量

由于受龙门山冲断带自印支运动以来不断向东扩展和推进,龙门山前陆盆地西部部分地层已经卷入龙门山造山带,使得龙门山前陆盆地变得十分复杂且不完整<sup>[1]</sup>。龙深 1 井(图 3—图 8)钻井、录井资料揭示上三叠统须家河组内部有 6 次须二段—须三段的重复,在垂向上形成叠瓦断层系<sup>①</sup>,可以看出马鞍塘组、小塘子组、须二段和须三段部分地层已经被卷入造山带。为了使沉积总量更加接近原始值,我们还需对造山带内的残留地层沉积量进行估算。造山带内晚三叠世残留地层主要分布在北川—映秀断裂与马角坝—灌县断裂之间<sup>[1]</sup>,经计算面积为 1 693 km<sup>2</sup>,由于缺乏地层厚度的相关数据,我们根据龙深 1 井资料和盆地内残留地层西边界的地层厚度(图 3 ~ 图 8),假定造山带内马鞍塘组、小塘子组、须二段和须三段每段地层均为等厚,厚度分别定为 260 m、600 m、750 m 和 1 200 m,可计算出造山带内残留地层沉积量(表 2)。

为了能够精确计算前陆盆地内各个阶段的沉积量,我们搜集了前陆盆地中的 67 个钻井资料和 36 个地层剖面资料,包括钻井和剖面的位置及其所揭示的各组段地层厚度<sup>[14]</sup>。根据这些数据,在 Surfer 8.0 软件中自动生成等厚线图(图 3 ~ 图 8),每幅图使用 58

① 据中国石油化工集团公司 2007 年 3 月完钻的龙深 1 井资料

表2 晚三叠世残留地层沉积总量( $V_1$ )与沉积速率( $v$ )

Table 2 The sediment flux and sedimentation rate of residual formation during the late Triassic Epoch

组、段	持续时间 /Ma	盆地残留地层沉积量 /km <sup>3</sup>	造山带残留地层沉积量 /km <sup>3</sup>	沉积总量 /km <sup>3</sup>	残留地层面积 /km <sup>2</sup>	平均地层厚度 m	沉积通量 /t/(m <sup>2</sup> ·Ma)
须五段	3.1	16123	0	16123	49701	324.4	272.0
须四段	0.9	14946	0	14946	61362	243.6	703.5
须三段	7.4	25293	2032	27325	65029	479.0	147.6
须二段	3.2	15356	1270	16626	48584	382.4	278.0
小塘子组	2.3	9292	1016	10308	63258	196.8	184.2
马鞍塘组	11.5	3687	440	4127	43595	112.6	21.4

~67 个钻井资料和 20 ~ 33 个地层剖面。根据钻井和地层剖面资料我们可以用 Surfer8.0 软件可以计算出前陆盆地内各组段残留地层的沉积量(表2)其原理是:在图面上布置若干水平和垂直交错并等距的网格,把每个单位网格作为微元,然后根据每个微元的面积及其所对应的地层厚度计算该微元范围内的地层的体积,逐个计算,最后累加的结果即是各组段残留地层的总体积<sup>[15]</sup>。这种方法的优点是:计算原理是微积分的原理;Z轴(表示地层厚度)数据存在负值;给出盆地沉积物总体积,且计算体积包括正体积和负体积,可取正值作为沉积通量的基本数据。这种

方法还可以避免手工计算的繁杂和较大的人为误差。

根据上述计算结果可以得出各组段残留地层沉积总量(表2)。另外,利用 Surfer8.0 软件还可以得出盆地残留地层覆盖面积(表2)。将沉积总量( $V$ )、残留地层面积( $S$ )和持续时间( $\Delta t$ )代入公式①,另外根据前人研究<sup>[16]</sup>孔隙度: $\phi = 3\%$ 岩石颗粒密度: $\rho = 2.68 \text{ t/m}^3$ 可以计算出各阶段沉积通量(表2)。

(1) 马鞍塘期残留地层厚度与沉积通量

这一阶段沉积的马鞍塘组位于龙门山前陆盆地充填序列的最下部,形成于晚三叠世卡尼期,处于龙门山造山带与扬子克拉通之间碰撞形成盆地的早期

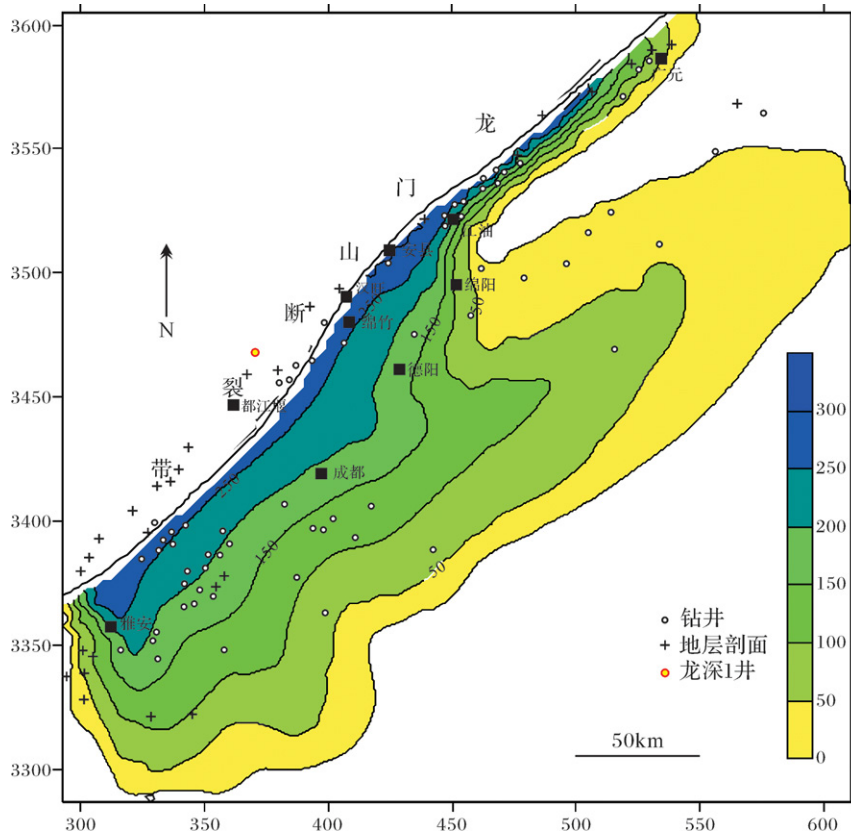


图3 龙门山前陆盆地晚三叠世马鞍塘组( $T_3m$ )残留地层等厚图

Fig. 3 Isopach map of the Maantang residual formation( $T_3m$ ) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

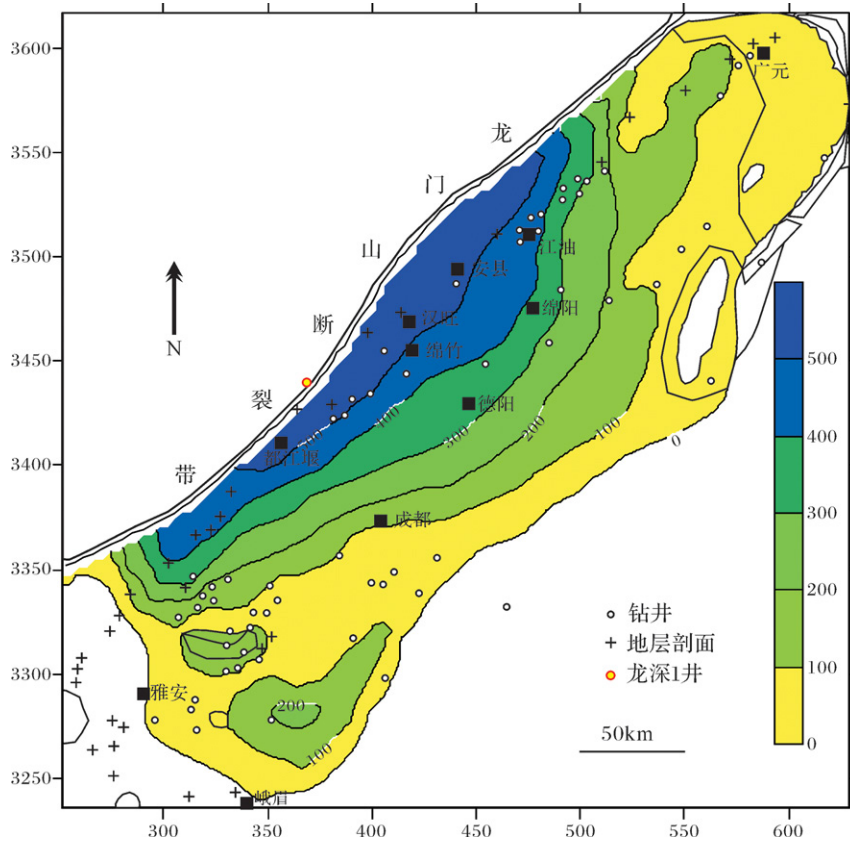


图 4 龙门山前陆盆地晚三叠世小塘子组 (T<sub>3xt</sub>) 残留地层等厚图

Fig. 4 Uniformly thick map of the Xiaotangzi residual formation (T<sub>3xt</sub>) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

阶段 其年龄介于 228.0 ~ 216.5 Ma 持续时间为 11.5 Ma。残留地层主要岩性为灰色含灰质页岩与各种成因的灰岩,灰色生物碎屑灰岩、微晶灰岩、陆屑灰岩等,夹细粒石英砂岩与粉砂岩。地层呈北东—南西向分布,长约 450 km,宽约 100 km,面积 41 902 km<sup>2</sup>。地层厚度总体上呈西厚东薄,靠近断裂带处最厚可达 300 m (图 3),平均厚度约为 94.7 m,沉积通量见表 2。

(2) 小塘子期残留地层厚度与沉积通量

该阶段沉积的地层小塘子组形成于晚三叠世诺利克期早期,年龄介于 216.5 ~ 214.2 Ma,持续时间为 2.3 Ma。这一时期龙门山前陆盆地陆源碎屑主要来自盆地西北边缘,即已褶皱隆起的松潘—甘孜褶皱带东缘<sup>[1]</sup>。地层岩性主要为灰色、深灰色砂质页岩,灰白色石英砂岩夹粉砂岩、砂质灰岩等。残留地层呈北东—南西向分布,长约 520 km,宽约 120 km,面积约为 61 565 km<sup>2</sup>,分布较马鞍塘组广泛,厚度变化较大,地层厚度总体上亦呈西厚东薄,靠近龙门山断裂带处最厚可达 500 m(图 4) 平均厚度约为 163.0 m,沉积通量见表 2。

(3) 须二期残留地层厚度与沉积通量

该阶段介于 214.2 ~ 211.0 Ma,持续时间为 3.2 Ma,此时盆地陆源碎屑亦主要来自盆地西北边缘。该组主要岩性为灰色、灰白色细—中粒石英砂岩、长石砂岩。地层呈北东—南西向分布,长约 450 km,宽约 140 km,面积约 46 891 km<sup>2</sup>,都江堰、绵竹、江油一带最大厚度可达 800 m(图 5),平均厚度约为 342.2 m,沉积通量见表 2。

(4) 须三期残留地层厚度与沉积通量

须家河组三段形成于晚三叠世诺利克期晚期,年龄介于 211.0 ~ 203.6 Ma,持续时间为 7.4 Ma。岩层主要岩性为深灰色、灰黑色页岩、泥岩夹砂岩、煤线及煤层富含瓣鳃、介形虫、孢粉及植物化石。地层呈北东—南西向分布,长约 460 km,宽约 170 km,面积约 63 336 km<sup>2</sup>,该组地层分布范围较须二段广泛,地层最厚处位于汉旺以西,达到 1 700 m(图 6),平均厚度约为 420.2 m,沉积通量见表 2。

(5) 须四期残留地层厚度与沉积通量

须家河组四段形成于晚三叠世瑞替克期早期,年

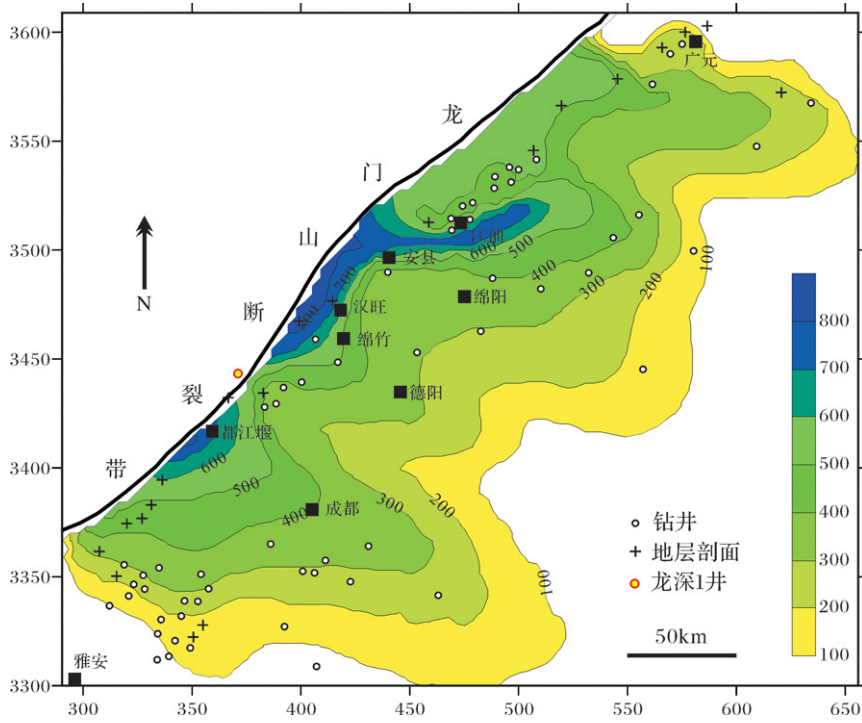


图5 龙门前山陆盆地晚三叠世须家河组二段( $T_3x^2$ ) 残留地层等厚图

Fig. 5 Uniformly thick map of the second member of Xujiahe residual formation( $T_3x^2$ ) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

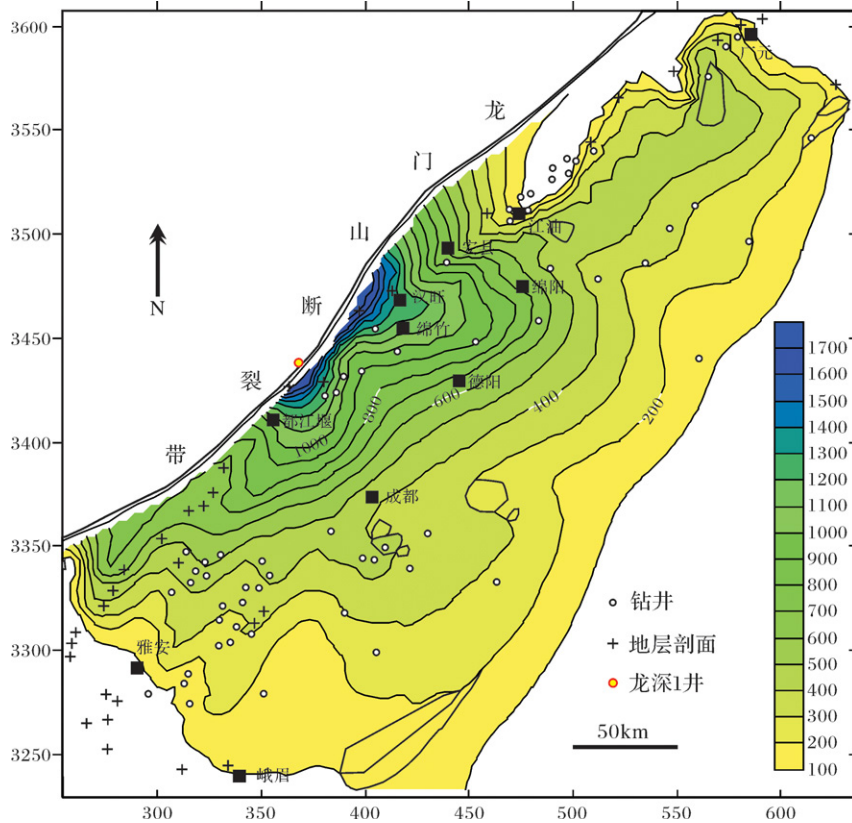


图6 龙门前山陆盆地晚三叠世须家河组三段( $T_3x^3$ ) 残留地层等厚图

Fig. 6 Uniformly thickness map of the third member of Xujiahe residual formation( $T_3x^3$ ) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

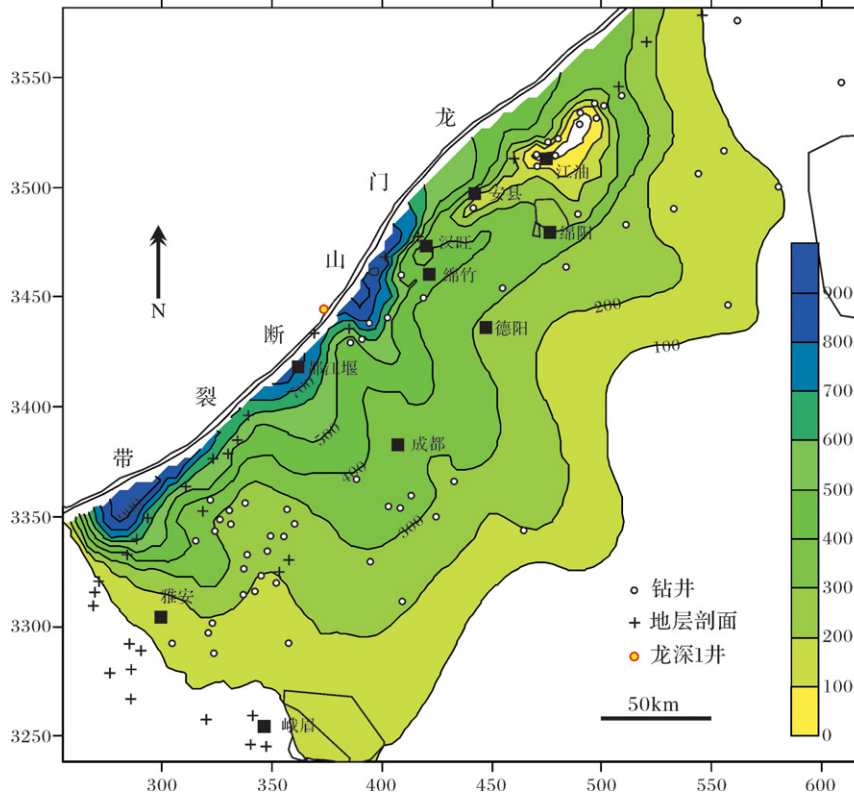


图 7 龙门山前陆盆地晚三叠世须家河组四段 ( $T_3x^4$ ) 残留地层等厚图

Fig. 7 Uniformly thickness map of the fourth member of Xujiahe residual formation ( $T_3x^4$ ) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

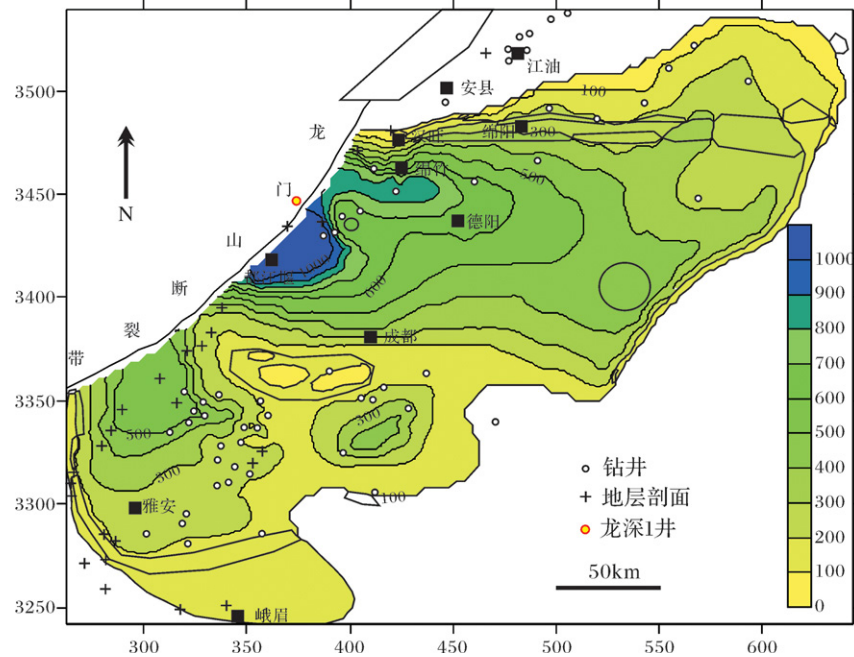


图 8 龙门山前陆盆地晚三叠世须家河组五段 ( $T_3x^5$ ) 残留地层等厚图

Fig. 8 Uniformly thickness map of the fifth member of Xujiahe residual formation ( $T_3x^5$ ) in the Longmen Shan foreland basin during the late Triassic Epoch

龄介于 203.6 ~ 202.7 Ma, 持续时间为 0.9 Ma。地层主要岩性为砾岩、含砾砂岩夹砂质泥岩和泥灰岩, 呈北东—南西向分布, 长约 420 km, 宽约 150 km, 面积约 61 362 km<sup>2</sup>。在龙门山前缘普遍发育夹碳酸盐岩砾石为主的砾岩层。地层在盆地西缘较厚, 最大厚度为 900 m, 向东迅速变薄(图 7), 平均厚度约为 243.6 m, 沉积通量见表 2。

#### (6) 须五期残留地层厚度与沉积通量

该阶段处于晚三叠世瑞替克期晚期, 年龄介于 202.7 ~ 199.6 Ma, 持续时间为 3.1 Ma。地层主要岩性为灰—灰白砂质灰岩、泥灰岩、灰黑色页岩夹粉砂岩、泥岩等。残留地层呈北东—南西向分布, 长约 420 km, 宽约 150 km, 面积约 49 701 km<sup>2</sup>。地层厚度总体上仍然呈西厚东薄的特征, 最厚可达 1 000 m(图 8), 平均约 324.4 m, 沉积通量见表 2。

### 3 造山带的剥蚀厚度与剥蚀速率

本文中, 剥蚀厚度( $H$ )是指龙门山前陆盆地物源区被剥蚀掉物质的平均厚度。剥蚀速率( $v_b$ )是指龙门山前陆盆地物源区单位时间内被剥蚀的量。

根据上文假设我们将龙门山断裂带以西的岷江、青衣江和涪江上游流域作为物源区, 三条河流上游流域面积依次为 22 664 km<sup>2</sup>、10 730 km<sup>2</sup> 和 5 807 km<sup>2</sup>[15, 17, 18], 合计 39 201 km<sup>2</sup>。

根据以上数据我们可以计算出剥蚀厚度( $H_b$ )与剥蚀速率( $v_b$ ):

$$\text{剥蚀厚度: } H_b = V_b / S_b \quad (3)$$

$$\text{剥蚀速率: } v_b = V_b / S_b t \quad (4)$$

其中:  $H_b$ —表示剥蚀厚度(km)

$V_b$ —表示各阶段剥蚀量, 即各组段残留地层沉积通量(km<sup>3</sup>)

$S_b$ —表示剥蚀区面积(km<sup>2</sup>)

$v_b$ —表示剥蚀速率(mm/a)

$t$ —表示各阶段剥蚀持续时间(Ma)

根据公式③、④计算出物源区的剥蚀厚度( $H_b$ )与剥蚀速率( $v_b$ )如表 3 所示。

### 4 造山带的隆升高度与隆升阶段

#### 4.1 造山带的隆升高度

根据上文计算可知晚三叠世龙门山造山带剥蚀总厚度( $H_b$ )为 2 281 m(表 3)。由于常规的古高度恢复是将沉积物回剥到现在的山脉上面, 然后通过对高度进行均衡校正和脱压校正最终得出古高度。而

本次研究要恢复的是距今 228.0 ~ 199.6 Ma 间龙门山造山带的隆升高度, 所以我们先对剥蚀厚度作脱压校正, 然后再从均衡重力的角度分析隆升高度。

表 3 龙门山前陆盆地晚三叠世各阶段剥蚀厚度( $H_b$ )与剥蚀速率( $v_b$ )

Table 3 The denudation thickness( $H_b$ ) and rate( $v_b$ ) in each stage of the late Triassic Epoch in the Longmen Shan foreland basin

岩石地层 (组、段)	持续时间 /Ma	剥蚀量 /km <sup>3</sup>	剥蚀区面积 /km <sup>2</sup>	剥蚀厚度 /m	剥蚀速率 /(mm/a)
须五段	3.1	16123	39201	411	0.133
须四段	0.9	14946	39201	381	0.423
须三段	7.4	27325	39201	697	0.116
须二段	3.2	16626	39201	424	0.164
小塘子组	2.3	10308	39201	263	0.150
马鞍塘组	11.5	4127	39201	105	0.012
合计	28.4	89455	-	2281	-

当我们把新于再造期的沉积物从沉积区的沉积物柱子顶部剥除后, 由于负载和埋深减小, 因而压实率也将下降。本文研究的地层经历了埋深—压实作用, 平均造成了 70% ~ 85% 的原生孔减孔率<sup>[19]</sup>, 本文取 75%, 可以看出经过压实作用孔隙度减小为 3%<sup>[16]</sup>(压实率为 97%), 于是计算出压实前孔隙度为 12%(压实率为 88%)。于是可以根据公式:  $H_b' = H(S_{o1}/S_{o1}')$  (其中:  $H_b$  为去压实作用后的厚度;  $S_{o1}$  为压实作用前的压实率;  $S_{o1}'$  为压实作用后的压实率)<sup>[7]</sup> 计算出去压实后造山带剥蚀厚度:  $H_b' = 2281 \times (0.97/0.88) = 2514$  (m)。

李勇等发现龙门山地区处于正均衡重力异常状态, 对龙门山的正均衡重力异常模拟反演的结果表明龙门山地区地壳隆升幅度达到 11.2 ~ 12.6 km, 又根据现在龙门山地区的实际最高海拔约为 5 km 左右, 表明有 6 ~ 7 km 的地层被剥蚀掉了<sup>[2]</sup>。刘树根和 Xu Ganqing 等利用磷灰石裂变径迹法研究了龙门山地区的剥蚀作用, 其结果表明龙门山至少有 5 ~ 6 km 或 7 ~ 10 km 的地层被剥蚀掉了<sup>[20, 21]</sup>。上述研究结果表明龙门山地区地层被剥蚀掉 6 ~ 7 km 的时间内, 地壳约隆升了 11 ~ 12 km。我们推测在晚三叠世龙门山造山带地层剥蚀厚度与地壳隆升幅度也符合这种比例关系, 便可以得出在晚三叠世龙门山造山带地壳隆升了 4 310 ~ 4 609 m。此外, 李勇等认为龙门山地区的构造抬升和剥蚀作用在相似的时空尺度上控制着地貌的形成, 即“山脉表面隆升幅度 = 地壳隆升幅度”。



- 剥蚀厚度”<sup>[2]</sup>, 据此, 我们可以得出在晚三叠世龙门山造山带地表隆升了约 1796 ~ 2095m。

根据林茂炳等对印支期褶皱造山作用的研究得出印支期龙门山造山带最高可能高达 2 000 m<sup>[22]</sup>。这个数据恰好在本文结论 1 796 ~ 2 095 m 之间, 说明我们的推测是可信的。此外, 李勇等在研究龙门山冲断带逆冲推覆构造导致的地壳弯曲时, 通过地幔调整以达到平衡的理论, 建立了造山带构造负载量( *h* ) 与盆地的最大沉积厚度( *s* ) 之间的关系:  $1h = 1.32s$ <sup>[13, 23]</sup>, 得出晚三叠世龙门山冲断带地壳抬升了约 4 808. 8 m<sup>[13]</sup>, 这一数据恰好与 4 310 ~ 4 609 m 很接近, 再次表明本文的这一结论是可信的。

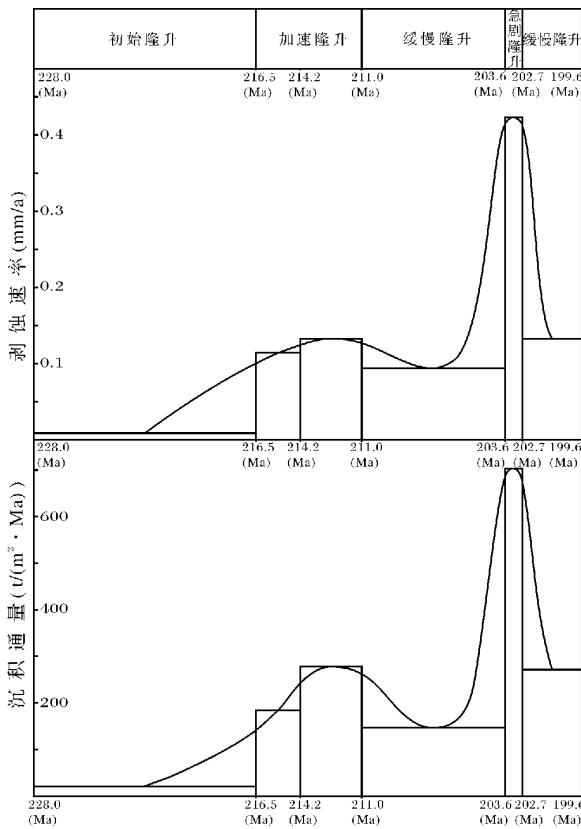


图 9 晚三叠世龙门山盆—山系统隆升、剥蚀和沉积关系图

Fig. 9 The relation diagram of uplift, denudation and sediment in the system of Longmen Shan foreland and orogenic belt during the late Triassic Epoch

综上所述, 我们可以推断在晚三叠世龙门山前陆盆地形成阶段, 龙门山造山带地壳隆升了 4.3 ~ 4.6 km, 地表隆升了 1.8 ~ 2.1 km。

### 4.2 造山带的隆升阶段

前人对青藏高原隆升和夷平过程进行研究表明

绝大多数沉积物堆积峰值期对应于高原快速增长段, 高原高度变化率与侵蚀速率成正比关系, 故高原高度变化速率与高原邻近地区沉积物堆积速率也成正比关系<sup>[24]</sup>。从图 9 也可以看出沉积通量与剥蚀速率成很好的正相关性。根据沉积通量与剥蚀速率的变化规律(图 9), 我们认为龙门山造山带隆升经历了缓慢隆升—快速隆升—缓慢隆升—快速隆升—缓慢隆升五个阶段, 隆升过程呈现出明显的阶段性。

#### (1) 初始隆升阶段

该阶段介于 228.0 ~ 216.5 Ma, 持续时间为 11.5 Ma。这一时期沉积地层为马鞍塘组, 沉积通量仅为 21.4 t/(m<sup>2</sup>·Ma), 造山带剥蚀速率仅为 0.009 mm/a (图 9), 均处于较低的水平, 反映了龙门山造山带隆升速率较小。

#### (2) 加速隆升阶段

该阶段介于 216.5 ~ 211.0 Ma, 持续时间为 5.5 Ma。这一时期的沉积地层为小塘子组和须家河组二段, 与前一阶段相比, 沉积通量分别增长到 184.2 t/(m<sup>2</sup>·Ma) 和 278.0 t/(m<sup>2</sup>·Ma), 造山带剥蚀速率也有了很大提高, 达到 0.114 mm/a 和 0.133 mm/a (图 9), 反映了龙门山造山带进入加速隆升阶段。

#### (3) 缓慢隆升阶段

该阶段介于 211.0 ~ 203.6 Ma, 持续时间为 7.4 Ma。这一时期的沉积地层为须家河组三段, 沉积总量虽然最大, 达到 33 693 km<sup>3</sup>, 但是持续时间也是最长的, 因此沉积通量仅为 147.6 t/(m<sup>2</sup>·Ma), 造山带剥蚀速率仅为 0.094 mm/a (图 9), 反映这一阶段剥蚀区隆升速率有所下降, 处于缓慢隆升阶段。

#### (4) 急剧隆升阶段

该阶段介于 203.6 ~ 202.7 Ma, 持续时间为 0.9 Ma。这一阶段沉积通量和剥蚀速率均达到最大值, 分别为 703.5 t/(m<sup>2</sup>·Ma) 和 0.423 mm/a (图 9), 反映了造山带又一次进入快速隆升时期, 并且推覆构造活动更加强烈, 因此, 将这一阶段定为急剧隆升阶段。

#### (5) 缓慢隆升阶段

该阶段介于 202.7 ~ 199.6 Ma, 持续时间为 3.1 Ma。这个阶段的沉积了须家河组五段地层, 沉积通量和剥蚀速率再次出现降低, 分别为 272.0 t/(m<sup>2</sup>·Ma) 和 0.133 mm/a (图 9), 反映了造山带再次进入缓慢隆升阶段。

如果将隆升速率较小的阶段认为是断裂带以走滑运动为主, 而隆升速率较大的阶段是以逆冲运动为主。这样就可以得出龙门山造山带在晚三叠世经历

了走滑作用—逆冲作用—走滑作用—逆冲作用—走滑作用五个构造阶段。李勇等认为晚三叠世龙门山造山带经历了逆冲—走滑—逆冲—走滑四个构造活动阶段<sup>[2]</sup>，在时间上与本文结论的后四个阶段基本一致。郑荣才等通过对晚三叠世龙门山前陆盆地构造演化及层序充填样式的研究，认为须二期和须四期是逆冲推覆活动期<sup>[25]</sup>。这样的认识与本文隆升阶段的划分恰好吻合。

## 5 结论

(1) 龙门山前陆盆地与龙门山造山带之间具有明显的沉积响应关系。造山带的快速隆升阶段对应于前陆盆地的快速沉积阶段，缓慢隆升阶段对应于前陆盆地的缓慢沉积阶段。

(2) 龙门山造山带在晚三叠世地壳隆升了 4.3 ~ 4.6 km，地表隆升了 1.8 ~ 2.1 km，剥蚀厚度约为 2 514 m，形成了平均海拔约为 2 000 m 的高山地形。

(3) 龙门山造山带在晚三叠世的隆升具有阶段性，经历了初始隆升(228.0 ~ 216.5 Ma)、加速隆升(216.5 ~ 211.0 Ma)、缓慢隆升(211.0 ~ 203.6 Ma)、急剧隆升(203.6 ~ 202.7 Ma)和缓慢隆升(202.7 ~ 199.6 Ma)五个阶段，其中隆升最快的两个时期分别为须二期和须四期。

## 参考文献(References)

- 李勇, 曾允孚, 伊海生. 龙门山前陆盆地沉积及构造演化[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1995: 1-92 [Li Yong, Zeng Yufu, Yi Haisheng. Sedimentay and Tectonic Evolution of the Longmenshan Foreland Basin, Western Sichuan, China [M]. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1995: 1-92]
- 李勇, 周荣军, Densmore A L, 等. 龙门山造山带大陆动力学过程与地质响应[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 10-16, 106-116, 125-129 [Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A L, et al. Continental Dynamics and Geological Responses of the Eastern Margin of Qinghai-Tibet Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006: 10-16, 106-116, 125-129]
- 李勇, 曾允孚. 龙门山逆冲推覆作用的地层标识[J]. 成都理工学院学报, 1995, 22(2): 1-10 [Li Yong, Zeng Yunfu. Stratigraphic signatures to thrusting of the Longmen Mountains Thrust Belt [J]. Journal of Chengdu Institute of Technology, 1995, 22(2): 1-10]
- Einsels G. Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sedimentary Budget [M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1992
- Wold C N, Hay W W. Estimating ancient sediment fluxes [J]. American Journal of Science, 1990, 290: 1069-1089
- Hay W W, Shaw C A, Wold C N. Mass-balanced paleogeographic reconstructions [J]. Geologische Rundschau, 1989, 78: 207-242
- 汪品先, 刘传联. 含油气盆地古湖泊学研究方法[M]. 北京: 海洋出版社, 1993: 15-35 [Wang Pinxian, Liu Chuanlian. Research Technique of Paleolimnology in Petroliferous Basin [M]. Beijing: Ocean Press, 1993: 15-35]
- Li Yong, Allen P A, Densmore A L, et al. Evolution of the Longmen Shan Foreland Basin (Western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian Orogeny [J]. Basin Research, 2003, 15: 117-138
- 王金琪. 四川盆地油气领域划分与评价[C]//石油与天然气地质文集, 第3集. 北京: 地质出版社, 1991: 93-116 [Wang Jinqi. Division and Evaluation of Hydrocarbon Domains in Sichuan Basin [C]//Selected Papers on Petroleum and Natural Gas Geology, Vol. 3. Beijing: Geological Publishing House, 1991: 93-116]
- Gradstein F M, 等编. 金玉珏, 王向东, 王玥译. 国际地层表[J]. 地层学杂志, 2005, 29(2): 98 [Gradstein F M et al. ed. Interpreted by Jin Yujan, Wang Xiangdong, Wang Yue. International stratigraphic chart [J]. Journal of Stratigraphy, 2005, 29(2): 98]
- 吕雪雁, 朱筱敏, 申银民, 等. 塔里木盆地台盆区三叠系层序地层研究和有利勘探预测[J]. 石油勘探与开发, 2002, 29(1): 32-35. [Lv Xueyan, Zhu Xiaomin, Shen Yinmin, et al. The Triassic sequence stratigraphy and the prediction of the favourable exploration targets in Tarim Basin [J]. Petroleum Exploration and Development, 2002, 29(1): 32-35]
- 刘国臣, 金之钧, 李京昌. 沉积盆地沉积-剥蚀过程定量研究的一种新方法——盆地波动分析应用之一 [J]. 沉积学报, 1995, 13(3): 23-31 [Liu Guochen, Jin Zhijun, Li Jingchang. A new method on the quantitative sedimentary basins: an application of wave process analysis during basin evolution [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1995, 13(3): 23-31]
- 王成善, 丁学林. 喜马拉雅的隆升及其沉积反应研究新进展[J]. 地质科技情报, 1998, 17(1): 1-7 [Wang Chengshan, Ding Xuelin. New progress of the study on Hmalaya uplift and its sedimentary response [J]. Geological Science and Technology Information, 1998, 17(1): 1-7]
- 何鲤. 四川盆地上三叠统地震地层划分对比方案[J]. 石油与天然气地质, 1989, 10(4): 439-446 [He Li. Seismic-stratigraphic division and correlation project of the Upper Triassic system in Sichuan Basin [J]. Oil & Gas Geology, 1989, 10(4): 439-446]
- 李勇, 黎兵, 周荣军, 等. 剥蚀—沉积体系中剥蚀量与沉积通量的定量对比研究——以岷江流域为例[J]. 地质学报, 2007, 81(3): 332-343 [Li Yong, Li Bing, Zhou Rongjun, et al. The quantitative correlation between denudation volume and sedimentary flux in the denudation-accumulation system: examples from Minjiang River drainage system [J]. Journal of Geology, 2007, 81(3): 332-343]
- 闫长辉, 陈青, 周文. 川西须家河组致密储层力学特性的试验研究[J]. 石油钻探技术, 2008, 36(1): 61-64 [Yan Changhui, Chen Qing, Zhou Wen. Mechanics characteristics experimental study of Xujiache tight reservoir in West Sichuan [J]. Petroleum Drilling Techniques, 2008, 36(1): 61-64]
- 刘永瑶, 傅泊如. 加速开发青衣江上游水力资源[J]. 四川水利发电, 1987, (4): 7-12 [Liu Yongyao, Fu Poru. Accelerate to develop the Qingyi Jiang upstream hydroelectric resources [J]. Sichuan Water

- Power, 1987 (4): 7-12 ]
- 18 黄思林, 李霞. 武都水库动态汛期限制水位运用研究 [J]. 四川水利发电, 2006, 25(4): 38-41 [Huang Silin, Li Xia. Study on water resources and general layout of water conservancy works in Sichuan Province [J]. Sichuan Water Power, 2006, 25(4): 38-41 ]
- 19 杜业波, 季汉成, 朱筱敏. 川西前陆盆地上三叠统须家河组成岩相研究 [J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2006, 36(3): 358-364 [Du Yebo, Ji Hancheng, Zhu Xiaomin. Research on the diagenetic facies of the Upper Triassic Xujiahe Formation in the Western Sichuan Foreland Basin [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2006, 36(3): 358-364 ]
- 20 刘树根, 罗志立, 赵锡奎, 等. 中国西部盆地系统的耦合关系及其动力学模式——以龙门山造山带—川西前陆盆地系统为例 [J]. 地质学报, 2003, 77(2): 177-186 [Liu Shugen, Luo Zhili, Zhao Xikui, et al. Coupling relationships of sedimentary basin-orogenic belt systems and their dynamic models in West China: A case study of the Longmenshan Orogenic Belt—West Sichuan Foreland Basin system [J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77(2): 177-186 ]
- 21 Xu G Q, Peter J J Kamp. Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe fault, eastern Tibetan Plateau: constraints from fission track thermochronology [J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105(B8): 19231-19251
- 22 林茂炳, 苟宗海, 王国芝, 等. 四川龙门山造山带造山模式研究 [J]. 成都: 成都科技大学出版社, 1996: 103-106 [Lin Maobing, Gou Zonghai, Wang Guozhi, et al. Study of orogenic model about Longmen Mountains Orogenic Belt in Sichuan Province [J]. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1996, 103-106 ]
- 23 李勇. 论龙门山前陆盆地与龙门山造山带的耦合关系 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(2): 77-81 [Li Yong. On coupling relationships between Longmenshan Foreland Basin and Longmenshan Orogenic Belt [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 1998, 17(2): 77-81 ]
- 24 董文杰, 汤懋苍. 青藏高原隆升和夷平过程的数值模拟研究 [J]. 中国科学: D 辑, 1997, 27(1): 65-69 [Dong Wenjie, Tang Maocang. The numerical model research about the process of Qinghai-Tibet Plain's Uplift and Planation [J]. Science in China: Series D, 1997, 27(1): 65-69 ]
- 25 郑荣才, 朱如凯, 翟文亮, 等. 川西类前陆盆地晚三叠世须家河组构造演化及层序充填样式 [J]. 中国地质, 2008, 35(2): 246-255 [Zheng Rongcai, Zhu Rukai, Zhai Wenliang, et al. Tectonic evolution and sequence filling patterns in the western Sichuan foreland-like basin in the Upper Triassic Xujiahean Period [J]. Geology in China, 2008, 35(2): 246-255 ]

## The Sediment Flux of the Longmen Shan Foreland Basin During the Late Triassic Epoch and the Uplift and Denudation of the Orogenic Belt

YAN Zhao-kun LI Yong DONG Shun-li HAN Bing CHEN Hao

(State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

**Abstract** Based on boreholes and stratigraphic sections, we draw maps about uniformly thick residual formation in the Longmen Shan Foreland Basin with Surfer 8.0 software, work out the total amount of sediment of residual formation, and figure out the sediment flux in each phase: 21.4t/(m<sup>2</sup>·Ma), 184.2t/(m<sup>2</sup>·Ma), 278.0t/(m<sup>2</sup>·Ma), 147.6t/(m<sup>2</sup>·Ma), 703.5t/(m<sup>2</sup>·Ma), and 272.0t/(m<sup>2</sup>·Ma). Then we denude back the sediment to the orogenic belt based on material balance method and carry out depression correction. We can work out the aggregate thickness denuded is about 2 514 m on Longmen Shan during the late Triassic Epoch, and the speeds of denudation in each phase are: 0.009 mm/a, 0.114 mm/a, 0.133 mm/a, 0.094 mm/a, 0.423 mm/a and 0.133 mm/a. At last, we reconstruct the history of uplifting during the late Triassic Epoch of the Longmen Shan orogenic belt: the crust in the Longmen Shan orogenic belt uplift about 4.3~4.6 km and the surface of the Longmen Shan orogenic belt uplift about 1.8~2.1 km in the time between 228.0 Ma and 199.6 Ma ago, and the process of uplift had the obvious stage features, which could be divided into the initial uplift stage(228.0~216.5 Ma), the accelerated uplift stage(216.5~211.0 Ma), the slow uplift stage(211.0~203.6 Ma), the steep rise uplift stage(203.6~202.7 Ma) and the slow uplift stage(202.7~199.6 Ma).

**Key words** sediment flux; the Longmen Shan foreland; denudation; the Longmen Shan orogenic belt; uplift