

# 龙门山地震带的地质背景与汶川地震的地表破裂\*

李勇<sup>①</sup> 黄润秋<sup>①</sup> 周荣军<sup>②</sup> Alexander L. DENSMORE<sup>③</sup> Michael A. ELLIS<sup>④</sup>  
闫亮<sup>①</sup> 董顺利<sup>①</sup> Nicholas RICHARDSON<sup>⑤</sup> 张毅<sup>①</sup> 何玉林<sup>①②</sup>  
陈浩<sup>①</sup> 乔宝成<sup>①</sup> 马博琳<sup>①</sup>

(①成都理工大学地质灾害防治国家重点实验室、油气藏地质及开发工程国家重点实验室 成都 610059)

(②四川省地震局工程地震研究院 成都 610041)

(③Institute of Hazard and Risk Research and Department of Geography, Durham University, Durham, UK)

(④Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, Memphis, Tennessee, USA)

(⑤Department of Earth Science, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland)

**摘要** 龙门山位于青藏高原与扬子地台之间,系由一系列大致平行的叠瓦状冲断带构成,自西向东发育汶川—茂汶断裂、映秀—北川断裂和彭县—灌县断裂,并将龙门山划分为3个构造地层带,分别为变形变质构造地层带(主要由志留系—泥盆系浅变质岩和前寒武系杂岩构成)、变形位错构造地层带(主要由上古生界—三叠系沉积岩构成)、变形构造地层带(主要由侏罗系至第三系红层和第四纪松散堆积构成)。

龙门山断裂带属地震危险区,3条主干断裂皆具备发生7级左右地震的能力,其中映秀—北川断裂是引发地震的最主要断层,据对彭县—灌县断裂青石坪探槽场地的研究表明,在该断裂带上最晚的一次强震发生在 $930 \pm 40$ a. B. P.左右,据此,可以初步判定,这3条主干断裂的单条断裂上的强震复发间隔至少应在1000a左右,表明龙门山构造带及其内部断裂属于地震活动频度低但具有发生超强地震的潜在危险的特殊断裂,以逆冲—右行走滑为其主要运动方式。

汶川地震属于逆冲—走滑型的地震,地表破裂分布于映秀—北川断裂带和彭县—灌县断裂带上。根据近南北向的断裂(小鱼洞断层、擂鼓断层和邓家坝断层)和地表断距可将映秀—北川断裂带的地表破裂带划分为两个高值区和两个低值区,两个高值区分别位于南段的映秀—虹口一带和位于中北段的擂鼓—北川县城—邓家坝一带;两个低值区分别位于中南段的白水河—茶坪一带和北段的北川黄家坝至平武石坎子一带,两个高值区分别与小鱼洞断层和擂鼓断层相关。根据保存于破裂面上的擦痕,可将该地震破裂过程划分为两个阶段,早期为逆冲作用,晚期为斜向走滑作用,其与地壳增厚构造模式和侧向挤出模式在青藏高原东缘的推论具有不吻合性。鉴于龙门山的表层运动速率与深部构造运动速率具有不一致性,初步探讨了龙门山地区的地表过程与下地壳流之间的地质动力模型,认为下地壳物质在龙门山近垂向挤出和垂向运动,从而造成导致龙门山向东的逆冲运动、龙门山构造带抬升和汶川特大地震。在此基础上,根据汶川地震所引发的地质灾害,对地震灾后重建提出了的几点建议。

**关键词** 汶川地震 地表破裂 历史地震 活动构造 走滑—逆冲作用 龙门山地震带 青藏高原

**中图分类号**:P54 **文献标识码**:A

## GEOLOGICAL BACKGROUND OF LONGMEN SHAN SEISMIC BELT AND SURFACE RUPTURES IN WENCHUAN EARTHQUAKE

\* 收稿日期:2008-12-01;收到修改稿日期:2008-12-20。

基金项目:本文为国家自然科学基金项目(编号49803013,40372084,40841010)、教育部博士点基金(20050616004)、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。

第一作者简介:李勇,沉积学和第四纪地质学专业,Email:liy@cdut.edu.cn

LI Yong<sup>①</sup> HUANG Runqiu<sup>①</sup> ZHOU Rongjun<sup>②</sup> Alexander L. DENSMORE<sup>③</sup> Michael A. ELLIS<sup>④</sup> YAN Liang<sup>①</sup>  
Nicholas RICHARDSON<sup>⑤</sup> DONG Shunli<sup>①</sup> ZHANG Yi<sup>①</sup> HE Yulin<sup>①②</sup> CHEN Hao<sup>①</sup> QIAO Baocheng<sup>①</sup> MA Bolin<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>National Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

(<sup>②</sup>Institute of Earthquake Engineering, Seismological Bureau of Sichuan Province, Chengdu 610041)

(<sup>③</sup>Institute of Hazard and Risk Research and Department of Geography, Durham University, Durham, UK)

(<sup>④</sup>Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis, Memphis, Tennessee, USA)

(<sup>⑤</sup>Department of Earth Science, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland)

**Abstract** Longmen Shan is located the special joint between the Qinghai – Tibetan Plateau in the west and the Yangtze craton in the east. Consisting of a series of parallel imbricated thrusts, it develops, from the west to the east, the Maoxian – Wenchuan, Yingxiu – Beichuan and Pengxian – Guanxian faults. The Longmen Shan fault belt is a dangerous earthquake belt and the three main faults have occurred Ms. 7 earthquakes. The Yingxiu – Beichuan fault would be one of the most important causes of the earthquake hazard. According to the Qingshiping trench in the Pengxian – Guanxian fault, we believe that in this fault, the latest strong earthquake took place in  $930 \pm 40$  a. BP. Then we can preliminarily determine the recurrence interval of strong earthquakes should be at least about 1000 years. We think that the Longmen Shan fault zone and its inner faults belong not only to a low – frequency seismic activity region and also to a potential powerful earthquake region. Wenchuan Earthquake is a thrust with strike – slip type. The surface ruptures are located in Yingxiu – Beichuan fault zone and Pengxian – Guanxian fault zone. The surface ruptures of the Yingxiu – Beichuan fault can be divided into two high – value and two low – value zones. The two high – value zones are located in the southern part of Hongkou, Yingxiu and the northern part of the Leigu, Beichuan – Dengjiaba area. The two low – value zones are located in mid – south part of the Baishuihe – Chaping area and Huangjiaba – Shikanzi, Pingwu areas. These four sections are divided by Xiaoyudong fault, Leigu fault and Dengjiaba fault. The two high – value areas were caused by the Xiaoyudong and Leigu faults. The scratches of the surface ruptures reveal the thrust movement occurred early and the strike – slip movement occurred lately during the earthquake. The earthquake is characterized by thrust and dextral strike – slip movement, which does not agree with both the crustal thickening model and the lateral extrusion model in the eastern margin of the Qinghai – Tibetan Plateau.

Based on the geological background, tectonic setting, stratigraphy and lithology, the active tectonics of Longmen Shan and surface ruptures of the Wenchuan Earthquake, a dynamical model to illustrate possible links between surface processes and upward extrusion of lower crustal flow channel at the eastern margin of the Tibetan plateau have been proposed. The result is the material in lower crust in the Longmen Shan moving as nearly – vertical extrusion and uplift, resulting in the surface rate of tectonic movement differing according to depth rate as well as the occurrence of large shallow Wenchuan Earthquake.

According to the hazards caused by Wenchuan Earthquake, this paper provides some suggestions on the reconstruction.

**Key words** Wenchuan Earthquake, Surface rupture, Historical earthquake, Neotectonics, Strike – slip and thrust, Longmen Shan, Qinghai – Tibetan plateau

## 1 引 言

2008年5月12日14时28分,在龙门山构造带汶川发生了8.0级特大地震。此次地震不仅在震中区及其附近地区造成灾难性的破坏,而且在四川省和邻近省市大范围造成破坏,其影响更是波及到全

国绝大部分地区乃至境外,是新中国建立以来我国大陆发生的破坏性最为严重的地震之一。同时此次地震也为地震科学研究提供了新的机遇和课题。

在前期对龙门山活动构造研究的基础上,汶川特大地震发生后,笔者在灾区进行了多次的野外调查和国际合作考察,重点对汶川地震的地表破裂和地质灾害开展了详细的实地测量,已实地测得地表破裂数据

70余组。本文即是根据震前的研究成果和汶川特大地震后所获得初步实际考察资料编写而成的。

## 2 龙门山地震带的地质背景

青藏高原是地球上最雄伟、最年轻的隆起区,它北起昆仑山,南至喜马拉雅山,西自喀拉昆仑山脉,东抵龙门山,四周环山,海拔平均在4000m以上,屹立在塔里木沙漠和印度—恒河平原之间,高差3500~4000m,面积约240余万 $\text{km}^2$ ,幅员广袤辽阔,地势雄伟壮丽。

在青藏高原内发育贯穿东西的3条缝合线,从北向南依次为金沙江缝合带、班公错—怒江缝合带和印度—雅鲁藏布江缝合带,并将西藏地区分割为羌塘、岗底斯和喜马拉雅3个地块。板块碰撞拼合的时间从北而南逐渐变新,依次为印支期、燕山期和喜山期,即特提斯的演化具有从北向南逐步递进、迁移的多旋回特点。其中印—亚碰撞是新生代发生的最重大的构造事件,导致了青藏高原隆升、变形和地壳加厚,这一构造事件及其对亚洲新生代地质构造的影响一直是人们关注的焦点,业已提出了两个著名的端元假说,一个是地壳增厚模式<sup>[1]</sup>,另一个为侧向挤出模式<sup>[2]</sup>,前者强调南北向缩短和地壳加厚,后者强调沿主干走滑断裂的向东挤出,争论的核心问题为新生代青藏高原隆升过程(垂向运动)与变形过程(水平运动)相互关系及其与印—亚碰撞的关系。就青藏高原东缘而言,也相应存在两种成因模式,即:Avouac和Tapponnier等<sup>[2]</sup>的向东逃逸模式在龙门山应表现为以逆冲作用为主,而England等<sup>[1]</sup>的地壳增厚模式在龙门山应表现为以右行剪切作用为主。

位于青藏高原东缘的龙门山具丰富多彩的地质现象,有“天然地质博物馆”之称,被国际地学界誉为“打开造山带机制的金钥匙”和“大陆动力学理论形成的天然实验室”,它正在成为地学界新理论、新认识和新发现的重要源区和竞争领域。它不仅是研究青藏高原与周边盆地动力学(盆原动力学)的典型地区,而且是验证青藏高原是以地壳加厚还是左行挤出来吸收印亚大陆碰撞后印度大陆向北挤入作用的关键部位,是研究长江上游地区气候、水系和生态环境变迁与高原隆升关键地区<sup>[1-24]</sup>,同时也是研究青藏高原边缘活动断层和潜在的地震灾害的关键地区<sup>[3-6]</sup>,其原因在于:(1)是国际争论的焦点地区;(2)地质过程仍处于活动状态,活动断裂和活动

沉积盆地发育;(3)变形显著,发育不同类型的活动断裂(包括走滑和逆冲断裂);(4)龙门山与青藏高原其他边缘山脉的比较,是青藏高原边缘山脉中的陡度变化最大的地区,山脉形成的时间晚,系中新世或上新世以来形成的山脉;(5)活动断层上经常发生强烈地震,是世界上大陆内部最活跃的地震区。

## 3 龙门山地震带的构造背景

在大地构造上,龙门山处于特殊的结合部位,西部与青藏高原腹地相接,东部与扬子地台相邻,是一个构造复杂、位置重要的造山带和前陆盆地系统,有其独特的发生发展历史。在深部构造上,龙门山位于我国西部南区(青藏)幔拗区和中部深层构造过渡带,处于贺兰山—龙门山陡变带的南段,该带西北为青藏高原厚壳厚幔区,东南部为四川盆地薄壳薄幔区,从龙门山前陆盆地到西部高原地壳厚度急剧增厚,形成一个莫霍面向西倾斜的陡变带,该线的中心线是龙门山冲断带的深部位置,其与地表位置相比较,不同程度地向西移了一段距离,表明龙门山冲断带向西倾斜,并缺乏山根,显示龙门山为陆内山链,是一个独立的构造负载系统。龙门山及邻区均平衡重力异常<sup>[7-8,29]</sup>计算表明龙门山地区地壳尚未达到均衡,处于均衡调整状态,其中龙门山为正均衡异常,龙泉山及其以东地区为负均衡异常,而龙门山前陆盆地则处于两者之间的过渡地带,显示了从龙门山冲断带—龙门山前陆盆地—龙泉山前陆隆起均衡重力异常由正零负的变化特点。晚新生代中新世以来,龙门山至少有5~10km的地层被剥蚀掉<sup>[3,7]</sup>,上升速度约达 $0.6\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ <sup>[7]</sup>。近年的地形变资料表明,该构造带的九顶山地区正以 $0.3\sim 0.4\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 速度持续上升<sup>[7]</sup>。

在区域地质上,该区自NW向SE由松潘—甘孜造山带(主体)—龙门山冲断带—前陆盆地—前陆隆起带等4个构造单元构成了一个完整的构造系统(图1)。将青藏高原东缘分为松潘—甘孜造山带(主体)、龙门山冲断带和前陆盆地3个地质单元。

### 3.1 松潘—甘孜造山带

松潘—甘孜造山带构成了青藏高原东缘的大部分,它是夹持于劳亚大陆、羌塘—昌都微大陆及扬子克拉通之间的三角型地带,它是中生代以来长期演化的陆内造山带,基本上是由以三叠系西康群为主的被动陆缘半深海复理石、斜坡相复理石类型的碎



图1 青藏高原东缘龙门山地区的构造格架与地层分布

Fig. 1 Tectonic framework and distribution of stratigraphy of Longmenshan, the eastern margin of Tibetan plateau

1. 第四纪; 2. 晚第三纪; 3. 早第三纪; 4. 三叠纪; 5. 晚元古代—二叠纪;  
6. 四川盆地的中生代沉积带; 7. 中生代深成岩体; 8. 前寒武纪

屑物质组成,大规模的造山作用始于印支晚期,存在自北向南和由西向东的双向造山极性,分别形成了近EW向和SN向两套弧形构造变形体制。新生代以来,由于印度板块向北的楔入作用,青藏高原北部向东南挤出,使青藏高原东缘发生大规模的逆冲推覆、走滑和隆升(图2)。

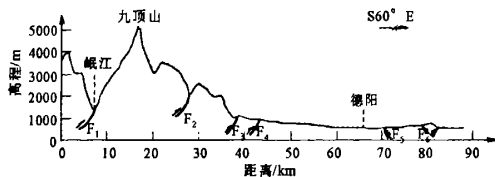


图2 龙门山中段地形剖面

Fig. 2 The topographic profile in the middle segment of Longmenshan

- F<sub>1</sub>. 茂汶—汶川断裂; F<sub>2</sub>. 北川—映秀断裂; F<sub>3</sub>. 彭县—灌县断裂;  
F<sub>4</sub>. 龙门山山前断裂; F<sub>5</sub>. 德阳东断裂; F<sub>6</sub>. 龙泉山断裂

### 3.2 龙门山冲断带

在我国众多的造山带中,对龙门山的研究历史

最长,1929年赵亚曾首次发现了彭县飞来峰构造,1945年黄汲清概括出了龙门山式构造。龙门山冲断带位于四川盆地西缘,处于松潘—甘孜造山带与扬子准地台的接合部位,既是青藏高原的东界,又是现今龙门山前陆盆地(成都盆地)的西界(图1),属松潘—甘孜造山带前缘冲断带,它北起广元,南至天全,长约500km,宽约30km,呈NE~SW向展布,NE与大巴山造山带相交,SW被鲜水河断裂相截,系由一系列大致平行的叠瓦状冲断带构成,自西向东发育汶川—茂汶断裂、映秀—北川断裂和彭县—灌县断裂,并以断裂为主滑面构成大规模、多级次的叠加式冲断推覆构造带,由茂汶—青川韧性褶皱推覆构造带、映秀—北川脆韧性冲断推覆构造带和彭灌—江油脆性冲断推覆构造带组成,沿彭灌—江油脆性冲断推覆构造带或前陆滑脱带分布有一系列的飞来峰群,在盆地内甚至可见飞来峰滑覆至第四系之上,显示了典型的推覆构造特征,具有前展式发育模式<sup>[7-8]</sup>。近年的地形变资料表明,该构造带的九顶山地区正以 $0.3 \sim 0.4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 速度持续上升<sup>[7-8]</sup>。龙门山地区自西向东可划分为3个地貌单元,北西高,南东低,呈阶梯状分布,即:中央断裂带以西的高山地貌区(海拔大于2000m),北川—映秀断裂带与山前断裂带之间的丘陵地貌区(海拔1000~2000m),山前断裂带以东南的平原地貌区(海拔400~700m)。

### 3.3 龙门山前陆盆地

位于青藏高原东缘的龙门山前陆盆地是中国典型的前陆盆地之一。现今成都盆地的充填实体均为半固结—松散堆积物,主要由横切龙门山的横向河流所产生的冲积扇和扇前冲积平原沉积物构成。

龙门山前陆盆地是在晚三叠世早期扬子地台西缘被动大陆边缘的基础上形成的,充填了厚度大于1万余米的海相至陆相沉积物,包括上三叠统至第四系,与下覆地层为不整合接触,垂向上显示为由海相—海陆过渡相—陆相沉积物构成,具有向上变浅、变粗的序列,并具有不整合面发育、旋回式沉积和粗碎屑楔状体幕式出现等特点<sup>[7-8]</sup>。以不整合面为界可将该盆地充填序列划分为6个构造层序,根据几何形态将构造层序区分为两种类型,即楔状构造层序和板状构造层序,其中晚三叠世、晚侏罗世、晚白垩世—古近纪构造层序为楔状构造层序,其余为板状构造层序<sup>[8,11]</sup>。

### 4 龙门山地震带的地层与岩性构成

龙门山地区地层构成复杂,为一个相对独立的地层复合体,既不同于其西侧的松潘—甘孜造山带,也不同于东侧的扬子区,是一个复杂的构造拼贴体,地层记录具有复杂性、混杂性、不连续性、不完整性 and 分带性等特征,根据龙门山地区地层的构造变形、变位和变质特征以及边界断裂特征,可将龙门山划分为A(马尔康地层小区地层系统)、B(龙门山小区地层系统)、C(扬子地层小区地层系统)3个构造地层带<sup>[30]</sup>,其中A带位于青川—茂汶断裂与北川—映秀断裂之间,属变形变质构造地层带,主要由志留系—泥盆系浅变质岩和前寒武系杂岩构成;B带位于北川—映秀断裂与彭灌断裂之间,属变形变位构造地层带,主要由上古生界—三叠系沉积岩构成,包括古生代灰岩(小鱼洞—葛仙山一带的飞来峰群,

是世界上最著名的飞来峰群—彭灌飞来峰群和岩溶地貌)和含煤岩系;C带位于彭灌断裂与广元—大邑断裂之间,属变形构造地层带,主要由侏罗系至第三系红层构成,山前断裂带以东的第四纪松散堆积区。

#### 4.1 A 带

该带为龙门山后山带,位于汶川—茂汶断裂与映秀—北川断裂之间(图3,图4),主要由前震旦系黄水河群、志留系茂县群和泥盆系危关群浅变质岩以及前震旦系杂岩体组成,其构造样式主要为斜歪—倒转的相似褶皱,内部面理和线理都比较发育,在杂岩体中发育脆—韧性剪切带,表现为强烈的片理化带。其后缘断裂为青川—茂汶断裂,断面倾向NW,呈犁式向下延伸,具韧性断层特征,应变矿物一般为绿片岩相;其前缘断裂为北川—映秀断裂,

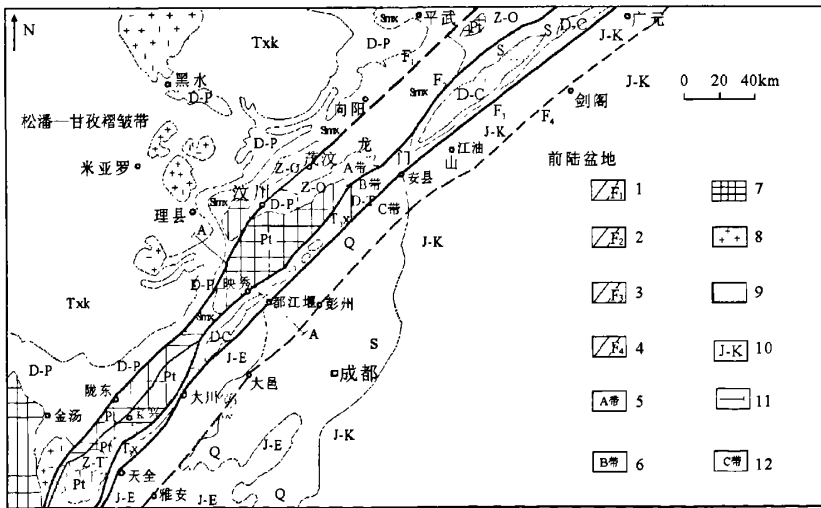


图3 龙门山地区的地层分布图<sup>[30]</sup>

Fig. 3 The distribution of stratigraphy of Longmenshan

1. 青川—茂汶断裂; 2. 北川—映秀断裂; 3. 彭灌断裂; 4. 广元—大邑断裂; 5. 构造地层带A带; 6. 构造地层带B带;
7. 杂岩; 8. 花岗岩; 9. 飞来峰; 10. 地层时代; 11. 剖面线; 12. 构造地层带C带

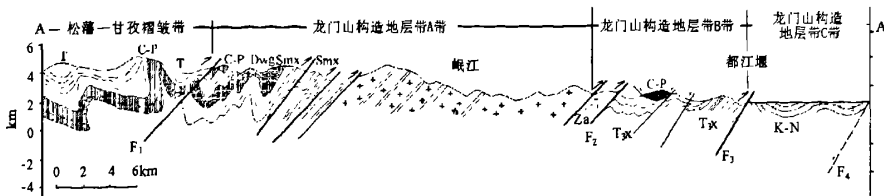


图4 龙门山中段的构造地层剖面<sup>[30]</sup>

Fig. 4 The tectonic and stratigraphic profile in the middle segment of Longmenshan

走向 NE, 倾向 NW, 断裂构造岩发育, 应变矿物具低绿片岩相, 具脆—韧性断层特征。该构造地层带属强变形带, 具有变形、变位和变质的“三变”特征, 由杂岩和变质岩系两种岩系构成, 其中杂岩主要由侵入的强烈变质或高度变形的岩石构成的一种独特的构造地层体, 如彭灌杂岩、宝兴杂岩等, 这些构造地层体缺乏原始层理, 原始层序已被严重破坏, 具有无序性; 其中变质地层主要由变质岩系构成, 表现为强烈的片理化, 是经历了多期变形变质作用改造的构造地层带。

#### 4.2 B 带

该带为龙门山前山带, 位于映秀—北川断裂与彭县—灌县断裂之间(图 3、图 4), 主要由未变质的古生界和三叠系地层构成。该带发育两种构造样式: 一种为叠瓦状构造, 见于龙门山中北段, 由一系列向 SE 逆冲的近平行的冲断层构成, 卷入的地层为上古生界及三叠系中下统碳酸盐岩地层; 另一种为飞来峰构造, 具双层推覆的性质, 见于龙门山中南段, 上层为由古生界及中下三叠统地层构成的飞来峰, 底面及地层产状较平缓, 变形较弱, 而下层主要由上三叠统小塘子组 and 须家河组地层构成, 褶皱及断裂发育, 属“近外来岩”。地震反射剖面显示 2000m 以下才是真正原地岩系, 地层相对平缓。该带的前缘断裂为彭灌断裂, 走向 NE, 倾向 NW, 倾角较陡, 叠瓦状次级断裂发育, 断裂构造岩以角砾岩和碎裂岩为主, 具浅层次的脆性断层变形特征。因此该构造地层带属于较强变形带, 具变形、变位的“两变”特征, 主要由已强烈变形和变位的沉积岩构成, 其特点在于构造作用(如推覆、滑覆等)作用下原始地层被分割成许多构造片, 每个构造片地层层序仍可分辨。每个构造片均为一个异地系统, 可以由一个或多个岩石地层体构成, 具有有序性。因此, 该构造地层带宏观上原始层序被破坏, 不具有有序性, 但对于每个构造片而言, 却具有有序性。

#### 4.3 C 带

该带位于彭灌断裂和广元—大邑隐伏断裂之间(图 3、图 4), 主要为侏罗系一下第三系红层, 发育一系列轴向为 NE 的背、向斜构造, 属不对称同心褶皱, 并呈左行雁列展布。其前缘断裂为广元—大邑隐伏断裂, 地震反射剖面显示该断裂走向 NE, 倾向 NW, 呈犁式向下延伸。由此可见该构造地层带的变形特征是背、向斜完整, 断层较不发育, 以脆性变

形为特征, 属于浅层次变形的中等变形带, 地层由弱—中等变形的沉积岩系构成, 是造山带内卷入的山前前陆盆地的沉积。其特点是构造作用改造较弱, 原始层序破坏不大, 并能精确恢复原始层序的构造地层带。该构造地层带地层厚度巨大, 垂向上显示为由海相—海陆过渡相—陆相沉积物构成, 总体呈向上变浅、变粗的沉积充填序列, 可分出 11 个岩石地层单位, 包括侏罗系白田坝组、千佛崖组、沙溪庙组、遂宁组、莲花口组; 白垩系剑门关组、夹关组、灌口组; 第三系名山组、芦山组、大邑砾岩。

## 5 龙门山地震带的活动构造

### 5.1 汶川—茂汶断裂

该断裂又称龙门山后山断裂。南西端在泸定冷碛附近与南北向的大渡河断裂相交, 向北东经陇东、汶川、茂汶、平武、青川插入陕西境内。该断裂是松潘—甘孜造山带与龙门山之间的一条大型断裂带, 印支期时主要表现为韧性剪切运动, 形成有宽达 20~30km 的高温韧性剪切带。晚新生代以来, 茂汶—汶川断裂表现为脆性破裂特征, 具逆走滑运动性质。

### 5.2 映秀—北川断裂

该断裂又称龙门山主中央断裂。南西端始于泸定附近, 向 NE 延伸经盐井、映秀、北川、南坝、茶坝插入陕西境内与勉县—阳平关断裂相交。以此断裂为界, 断裂西侧为龙门山高山区, 海拔高程在 4000~5000m, 东侧则为海拔高程约在 1000~2000m 的中低山区, 地貌反差显著。北川—映秀断裂的线性影象清晰, 活动构造地貌保存较为完好, 在龙门山构造带几条主干断裂中显示出较强的活动性(图 5)。

### 5.3 灌县—彭县断裂

该断裂又称龙门山主边界断裂。南西端始于天全附近, 向 NE 延伸经芦山大川、大邑双河、灌县、彭县通济场、安县、江油、广元插入陕西汉中一带消失。剖面上所见断裂破碎带并不太宽, 一般在数米~20 余米之间。平面上断裂的贯通性较差, 可能表明了是一条成生时间较晚的断裂。显示北西盘相对上冲, 且具右行走滑运动的脆性破裂特征。

总体看来, 龙门山构造带的新活动性在汶川—茂汶断裂、映秀—北川断裂、灌县—彭县断裂和大邑断裂等断裂均可见及, 主要表现为断错山脊、洪积

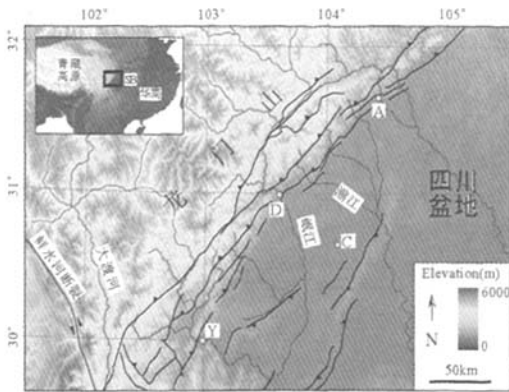


图5 龙门山地区活动构造图

Fig. 5 The active tectonics map of Longmenshan

崩、河流阶地及边坡脊等构造地貌现象。在龙门山构造带的中段和南段,各断裂具有明显的线性影象,贯通性较好,具有明显的活动性;但在龙门山构造带的北段,各断裂的线性影象不明显,贯通性较差。就龙门山构造带中各断裂的活动性比较而言,其中的映秀—北川断裂活动性最为明显<sup>[3-6,20-21]</sup>。

#### 5.4 龙门山活动构造的基本特点

在2001~2006年期间,曾详细研究了龙门山构造带中主干断裂的活动性<sup>[3-6,20-21]</sup>,包括汶川—茂汶断裂、映秀—北川断裂、彭县—灌县断裂、大邑断裂、熊坡断裂和龙泉山断裂等,对典型的活动断裂和古地震遗迹开展了详细野外地质填图,利用全站仪和GPS对活动构造地貌进行了精确的测量,研究了活动断裂发育规模、期次、构造组合、地貌错位、运动学和动力学,初步的研究结果<sup>[1-4,16-19]</sup>表明,龙门山晚新生代构造变形微弱,逆冲速率的速度值一般小于 $1.1\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ,表明该地区没有显著的缩短作用,走滑速率的速度值一般小于 $1.46\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ,走滑分量与逆冲分量的比率介于 $6:1\sim 1.3:1$ 之间,表明该地区存在晚新生代NNE向的右行走滑作用,走滑分量明显大于逆冲分量。鉴于此,推测现今的龙门山及其前缘盆地不完全是由于构造缩短作用形成的,而主要是走滑作用和剥蚀卸载作用的产物。最后,根据沉积、构造、盆地充填体的几何形态、地貌、古地磁等标志标定和对比了龙门山在中生代和新生代的走滑方向,结果表明龙门山构造带在中生代与新生代之交走滑方向发生了反转,即由中生代时期的左行作用变为新生代时期的右行作用。

#### 5.5 活动构造与强地震复发周期

在前期研究中,采用了宇宙核素热年代学、热释光(TL)、 $^{14}\text{C}$ 等方法对与活动断裂相关的沉积物进行测年,标定了活动断裂发育规模和期次,共获得36组年龄数据<sup>[1-4,16-19]</sup>,这些活动断层的年龄数据表明龙门山地区的彭县—灌县断裂、北川—映秀断裂和茂汶—汶川断裂上均具有史前强震活动的历史,是一个地震灾害频发的地震带<sup>[3-6,20-21]</sup>。

考虑到古地震记录的不完整性和各种测年方法所获年龄的差异性,认为自4万年以来龙门山地区至少存在30余次强震的古地震记录,虽然目前的资料尚不足以直接判定古地震震级的大小,但根据中国西部地区产生地震地表破裂和位错的地震震级一般都在6.7级以上的的事实<sup>[25]</sup>,可以初步认定龙门山地区曾至少发生过30余次6.7级以上的强震,同时也表明这3条主干断裂皆具备发生7级左右地震的能力。据对彭县—灌县断裂青石坪探槽场地的研究结果表明,在该断裂带最晚的一次强震发生在 $930\pm 40\text{a. B. P.}$ 左右<sup>[3-6]</sup>,据此,可以初步判定,这3条主干断裂的单条断裂上的强震复发间隔至少应在1000a左右。在此基础上,提出了映秀—北川断裂属于活动断层,具有潜在的地震灾害,并认为龙门山断裂带及其内部断裂属于地震活动频度低但具有发生超强地震的潜在危险的特殊断裂<sup>[3-6]</sup>。

#### 5.6 龙门山地区的历史地震

自公元638年有历史地震资料记载以来,青藏高原东缘地区共发生过 $M_s \geq 4.7$ 级地震66次,这些破坏性地震皆集中于岷山断块和龙门山构造带南段,而龙门山构造带北段尚未有破坏性地震的记载。在龙门山构造带中南段1657年发生过汶川6.5级、1958年北川6.2级和1970年大邑6.2级3次6级以上强震和19次4.7~5.9级地震。 $M_L = 2.0\sim 4.6$ 级小震亦沿龙门山构造带南段密集成带分布,形成一条NE向的小地震密集活动条带,而龙门山构造带北段小地震活动相对稀疏<sup>[3-6,20,21]</sup>。

在龙门山主边界断裂上,自1800年以来先后曾发生过4次中强地震,最大一次是1970年发生在大邑西边的6.2级地震。在龙门山后山断裂上,自1597年以来共发生过4级以上地震13次,最大的2次分别是1657年的汶川6.5级地震和1958年的汶川6.2级地震。在龙门山主中央断裂上,自1168年以来只发生过12次4级以上地震,最大的一次为北

川的 6.2 级地震。龙门山历史地震的震源机制解显示该地震带以 NW-NWW 向的水平挤压为主,主压应力轴 P 近于水平,主张应力轴 T 大多也近于水平,表明龙门山历史地震的运动方式为逆冲兼右行走滑<sup>[3-6,20-21]</sup>。

根据 300 多年来历史地震统计结果表明,近几十年来是龙门山断裂带地震发生的高峰期,极有可能发生地震,笔者也曾预测该地区将发生 7 级左右或更大的地震<sup>[1-4,16-19]</sup>。2008 年 5 月 12 日下午 14 点 28 分突然发生了 8.0 特大地震,这说明不是“小震折腾,大震到”,而是“要就不鸣,一鸣惊人”。

综上所述,龙门山断裂带是地震危险区,3 条主干断裂皆具备发生 7 级左右地震的能力,其中北川—映秀断裂是引发地震的最主要断层,强震复发间隔至少应在 1000a 左右,因而,龙门山构造带及其内部断裂属于地震活动频度低但具有发生超强地震的潜在危险的特殊断裂,以逆冲—右行走滑为其主要运动方式。

## 6 汶川地震的地表破裂特征

### 6.1 汶川地震的基本参数与震源机制解

汶川地震发生后,多个研究机构提出了汶川地震的基本参数与震源机制解,但是由于不同信息来源和分析方法的差异,发表数据有所不同。其中,美国地调局认为该主地震为 7.9 级,震中位于汶川映秀(31.099, 103.279),震源深度 19km。破裂长度 300km,震源深度为 19km。持续时间 120s,走向呈 SW229°,断面倾角 33°,发震破裂节面陡倾 SE(侧伏角为 146°),为逆冲—右行走滑性质。

基于对多个研究机构的汶川 8 级地震的震源机制解的综合分析结果表明,汶川 8.0 级特大地震发生在映秀—北川断裂上,微观震中位于映秀镇牛圈沟蔡家村。发震破裂面缓倾 NW(走向 230°/倾角 39°/滑动角 120°),以压性逆冲为主,属于单向破裂地震,由 SW 向 NE 迁移,致使余震向 NE 方向扩张。地震破裂面南段以逆冲为主兼具右行走滑分量,北段以右行走滑为主兼具逆冲分量,该破裂面从震中汶川县映秀镇开始破裂,并且破裂以 3.1km 每秒的平均速度向北偏东 49° 方向传播,破裂长度约 300km,破裂过程总持续时间近 120s,地震的主要能量于前 80s 内释放,最大错动量达 9m,震源深度约 12~19km,矩震级 7.9,面波震级 8.0。震源破裂滑动量较大的区域有两处,分别分布在(40~80 km)

和(100~140 km)附近;大的滑动一般对应大的地震灾害,这两处正是目前得知的地震破坏最为严重的汶川映秀和北川附近的地区<sup>[26]</sup>。

据中国地震台网中心测定,截止到 2008 年 10 月 09 日 12 时,汶川地区共发生  $M_s$  4.0 级以上余震 268 次,其中  $M_s$  4.0~4.9 级地震 228 次,  $M_s$  5.0~5.9 级地震 32 次,  $M_s$  6.0 级以上地震 8 次(不包括主震),最大余震震级为  $M_s$  6.4。大多数余震与主震的性质相同,如 5 月 12 日 20 时 5.7 级强余震以逆冲破裂并具有明显右行走滑分量,破裂面走向与主震相近,震源深约 10km。但是值得注意的是,有些余震与主震有所不同,如 5 月 13 日 7 时 6.1 级强余震以逆冲为主具有少量右行走滑分量,破裂面走向较主震破裂面走向逆时针旋转约 25°,震源深约 10km。

通过汶川地震的基本参数与震源机制解分析,汶川地震具有以下 2 个特征:(1)汶川地震的震源深度浅,属于浅源地震,汶川地震不属于深板块边界的效应,发生在地壳脆—韧性转换带,震源深度为 12~19km,因此破坏性巨大;(2)汶川地震属于逆冲、右行走滑型地震,由 SW 向 NE 方向的单向破裂,由 SW 向 NE 逆冲运动,致使余震向 NE 方向扩张,应力传播和释放过程比较缓慢,可能导致余震强度较大,持续时间较长,汶川大地震的烈度呈椭圆状分布,其长轴呈 NE 向,在该方向上人员伤亡和财产损失明显更大。

根据震后地表调查,汶川地震的断裂作用在地表上表现为脆性破裂特征,震后地表线性影像清晰,贯通性较好,断裂切割了多种类型的地貌单元,地表破裂主要分布于映秀—北川断裂带(中央断裂带)上,在彭县—灌县断裂带(前山断裂)上仅发现少量地表破裂带,在汶川—茂汶断裂带(后山断裂)上尚未发现地表破裂带;地表破裂带沿 NEE 向延伸,走向介于 NE30°~70°之间,多数为 NE50°~60°,倾向 NW,倾角介于 30°~80°之间。它们沿走向断续分布,单个破裂长度在几米到 200 余米不等,但总体沿映秀—北川—映秀断裂带和彭县—灌县断裂分布。

### 6.2 映秀—北川断裂的地表破裂

映秀—北川断裂是 5.12 汶川 8.0 级地震的主干发震断裂(图 6),震后地表破裂带的线性影像清晰,贯通性较好,南西起于汶川县映秀镇附近,向北东延伸经虹口、龙门山镇(白水河)、东林寺、红白镇北、清平、茶坪、擂鼓、北川、陈家坝、桂溪凤凰村、平

通,止于平武县南坝东的石坎子附近,全长约220km。地表破裂带沿映秀—北川—映秀断裂带的走向断续分布,破裂带从映秀向南西10多公里即锐减,单个破裂长度在几米到200余米不等,属于单侧多点破裂型,以逆走滑为特点,断面倾角陡,破裂带切割了多种类型的地貌单元,包括山脉基岩、河流阶地、冲洪积扇、公路、桥梁等,同时也使道路发生拱曲、破坏和桥梁垮塌或移位。垂直位错介于1.60~

6.00m之间,水平位错为0.20~6.50m,走向介于NE30°~50°之间,倾向NW。地表平均垂向断距为2.9m,平均水平断距为3.1m;地表最大错动量的地点位于北川县擂鼓镇,分别为 $6.2 \pm 0.1\text{m}$ (垂直断错)和 $6.8 \pm 0.2\text{m}$ (水平断错),逆冲分量与右行走滑分量的平均比值为1:1,表明该地震地表破裂带存在逆冲运动分量和右行走滑运动分量,逆冲运动分量等于右行走滑运动分量。

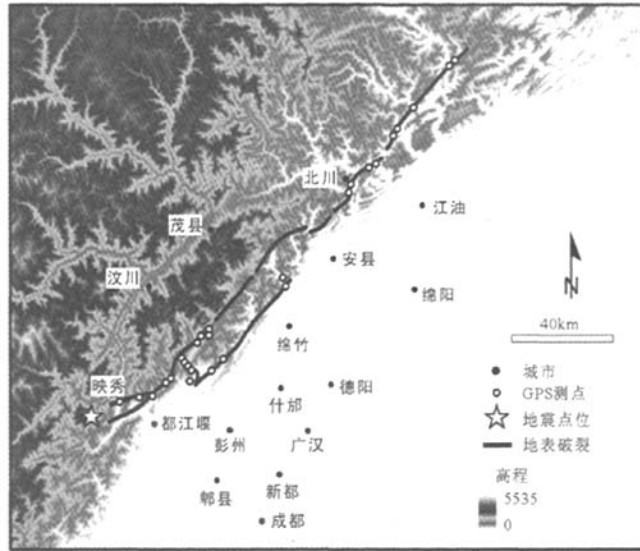


图6 汶川地震的地表破裂分布图

Fig. 6 Distribution of surface rupture of Wenchuan earthquake in Longmenshan

在此基础上,根据目前地表调查所获的测量数据,按4段对映秀—北川断裂地表破裂的垂向断距、水平断距以及垂向断距与水平断距的比值等测量数据进行了统计和计算,经初步分析,获得以下初步结果:(1)位于震中的映秀一带并非是映秀—北川—映秀断裂地表垂向断距最大的地区,而地表最大错动量的地点位于北川县的擂鼓镇,分别为 $6.2 \pm 0.1\text{m}$ (垂直断错)和 $6.8 \pm 0.2\text{m}$ (水平断错)。根据汶川8级地震的震源机制解,主震破裂面的最大错动量为9~10m。因此,地表的最大错动量明显小于地下的最大错动量,地表最大错动量仅为地下最大错动量的60%~70%;(2)按地表断距可将映秀—北川断裂地表破裂带划分为两个高值区和两个低值区;两个高值区分别位于南段的映秀—虹口一带和位于中北段的擂鼓—北川县城—邓家坝一带;两个低值区分别位于中南段的白水河—茶坪一带和

北段的北川黄家坝至平武石坎子一带,其分段性与以小鱼洞断层、擂鼓断层和邓家坝断层划分的4段具有一致性,两个高值区分别与小鱼洞断层和擂鼓断层相关(图7);(3)陈运泰等利用全球台网的宽频带波形资料标定了两个最大静态滑动位移区,它们分别位于震中和震中NE方向100km以内和震中NE方向150km左右;这两个最大滑动位移的分布位置与地表断距的两个高值区的分布范围具有一致性,表明地表破裂的高值区是地下破裂的最大静态滑动位移区在地表的响应;(4)对震前和震后的映秀—北川—映秀断裂地表破裂对比的结果表明,在映秀、擂鼓、白水河、高原等地的地表破裂都发生在有历史地震破裂和活动断裂<sup>[29,30]</sup> 出露的地段,表明在第四纪以来曾发生过大震和地表破裂的地方,仍是现在和将来有可能还会发生大地震的地方。

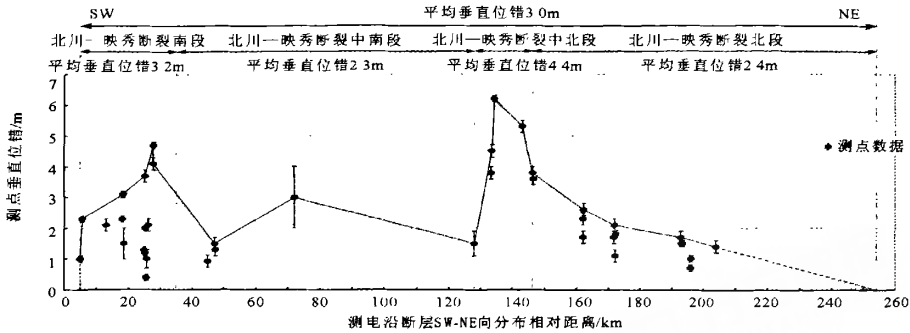


图7 汶川地震映秀—北川断裂的地表破裂分布图

Fig. 7 Distribution of surface rupture of Yingxiu—Beichuan Fault in Wenchuan earthquake

### 6.3 彭县—灌县断裂的地表破裂

彭县—灌县断裂在5·12汶川8.0级地震时也发生了同震地表破裂(图6)。地表破裂南西起于都江堰向峨附近,向NE延伸经彭州磁丰、白鹿、绵竹金花、汉旺至安县桑枣,全长约40~50km。以逆冲—右行走滑为特点,断面倾角较陡,NW盘为上升盘,SE盘为下降盘,垂直位错介于为0.39~2.70m之间,水平位错为0.20~0.70m,平均垂直位错为1.6m,平均水平位错为0.6m,垂直与水平位错量之比2:1,表明该地震地表破裂带存在逆冲运动分量和右行走滑运动分量,逆冲运动分量大于右行走滑运动分量,以逆冲作用为主,右行走滑作用为辅,显示了以逆冲和缩短作用为主的破裂性质。

其与北川—映秀断裂带的地表破裂相比较,该断裂的地表破裂程度远小于北川—映秀断裂带的地表破裂程度,一方面表现在地表破裂的长度较短,在垂直位错和水平位错相对较小,另一方面表现为以逆冲作用为主。

### 6.4 小鱼洞断裂的地表破裂

该断裂位于映秀—北川断裂与彭县—灌县断裂之间,是一条在汶川地震中新破裂的断裂,也是一条新发现的断裂,显示为北川—映秀断裂与彭县—灌县断裂之间的转换断层(图6)。该断裂的走向近于SN向,SN向延伸约15km,穿过小鱼洞大桥,地表破裂延伸稳定,已确认10余个破裂点,其SW盘为上升盘,NE盘为下降盘,平均垂直位错为1.0m,平均水平位错为2.3m,垂直与水平位错量之比1:1,显示为逆冲分量与左行走滑分量相当,并具有由南向北逆冲分量变大的趋势。

### 6.5 擂鼓断裂的地表破裂

该断裂位于北川—映秀断裂带内部,介于两条NE走向的北川—映秀断裂之间,处于映秀—北川断裂的左阶羽列区。该断裂的地表破裂表现十分复杂,是一条在汶川地震中新破裂的断裂,也是一条新发现的断裂,显示为两条北川—映秀断裂之间的转换断层,将其命名为擂鼓断层(Leigu Fault)(图6)。

该断裂的走向近于SN向,SN向延伸约3~5km。地表破裂延伸稳定,已确认10余个破裂点,其SW盘为上升盘,NE盘为下降盘。最大垂直断距为 $2.2 \pm 0.5$ m,最大水平断距为 $1.9 \pm 0.1$ m,平均垂直位错为1.8m,平均水平位错为1.4m。

该地表破裂的走向由北至南有明显的变化,由北部的近SN向转变为南部的NWW向。在北部的近SN走向的破裂带中,该断裂表现为垂直和左行水平位错,一条引水槽被垂直位错约1.9m,左行水平位错约1.3m。在南部的NWW走向的破裂带中,该断裂则表现垂直和右行水平位错,一屋脊被两条破裂断错,垂直位错量分别为1.5m和0.5m,右行水平位错量分别为1.3m和0.3m。

该地表破裂的垂直与水平位错量之比1:1,显示为逆冲分量与左行走滑分量相当,并具有由南向北逆冲分量变大的趋势。值得注意的是在SN走向时,该断裂显示为左行走滑作用,在NW走向时,该断裂显示为右行走滑作用。

### 6.6 地表破裂的侧向延伸及长度

映秀—北川断裂带的地表破裂带从震中映秀向NE方向断续延伸到平武石坎子一带,而从震中映秀向SW方向仅延伸10多公里即锐减,破裂带的长度达190km左右,属于单侧多点型地表破裂带,其地

表破裂的长度比利用地震波反演的地下破裂长度要短一些。

根据中国西部地区产生地震地表破裂和位错的地震震级一般都在 6.7 级以上<sup>[22]</sup>,最大余震(震级为  $M_s$  6.4)不足以导致地表破裂。因此,目前所观察到的地表破裂应均是主震所导致的。陈运泰等认为主震的破裂长度约 300km,破裂过程总持续时间近 120s,地震的主要能量于前 80s 内释放,假定与前 80s 内的能量释放相当的震级在 6.7 级以上,按此计算,地表破裂的长度应该约为 200km,而这一推测的地表破裂长度与实际地表观察到的地表破裂长度 190km 左右相近。这一结果也从另一个侧面解释了为什么在平武石坎子以北的青川地区没有发现地表破裂的原因。

因此地表所观察到的地表破裂长度值应该是汶川地震地表破裂长度的最小估计值,地表的破裂长度明显小于地下的破裂长度,地表破裂长度仅为地下破裂长度的 60%~70%。

### 6.7 地表破裂带的表现形式

据本次实地观察,地表破裂带的表现形式多样,主要表现为断错山脊、断错洪积扇、断错河流阶地、边坡脊、断层陡坎、河道错断、冲沟侧缘壁位错、小路位错、公路位错、公路拱曲(宽缓的不对称褶皱坎)、水泥公路叠置、构造裂缝、断塞塘、地裂缝、地震鼓包、断层偏转、擦痕、挤压脊、地表掀斜、坡中槽(地堑)等类型,其中以公路上的断层陡坎最为明显,易于识别。

如在映秀地区,地表破裂带分别显示为构造裂缝、公路拱曲(宽缓的不对称褶皱坎)、坡中槽(地堑);又如在深溪沟和高原,地表破裂带则主要表现为公路断坎、地表掀斜和挤压脊等,在八角庙地表破裂带是以断裂陡坎为主要的表现形式,断层面上保存有擦痕。地表破裂带的宽度沿断层变化较大,但总体上一般小于 20m,但近断裂的弯曲和拖曳所波及的范围可达到 50 多米宽,变形量和拖曳量在断层两盘不同,强烈变形主要分布于逆冲断层的上盘,而下盘变形不明显,或只是在断面附近有变形现象。

### 6.8 地表破裂面的倾向与倾角

映秀—北川断裂的地表破裂一般显示为很陡的断坎,NW 盘为上升盘,SE 盘为下降盘,表明破裂面应倾向 NW。但是能够直接看到地表破裂面的剖面很少,目前仅在虹口镇八角庙看到了破裂面直接出露于地表,该破裂面倾向 NW,倾角为  $80^\circ \sim 86^\circ$ ,显

示为高角度逆断层。上升盘为上三叠统须家河组含煤地层,下降盘为松散砾石堆积,断面上发育有擦痕,表明该处具有高角度逆冲特征。因此,在映秀—北川断裂上倾向 NW 的高角度破裂面应具有代表性。

但是在虹口的高原,映秀—北川断裂的破裂面却倾向 SE。在该处映秀—北川断裂的地表破裂也显示为很陡的断坎,但是 NW 盘为下降盘,SE 盘为上升盘,表明破裂面应倾向 SE。因此,认为映秀—北川断裂的地表破裂面总体上显示为倾向 NW 的高角度破裂面,但是在局部地段可能发生偏转,倾向 SE。

汶川 8.0 级地震的震源机制解所揭示的破裂面的倾角仅为  $33^\circ \sim 39^\circ$ ,其与高角度的地表破裂面明显不同,表明破裂面的倾角可能由地表向深部变缓。其实这种断裂面倾角随深度变小的现象,也正是龙门山叠瓦状逆冲断裂构造组合中的重要特征之一。

### 6.9 地表破裂与构造缩短率

虽然,在映秀—北川断裂地表破裂带中,构造缩短的表现形式多样,包括路面掀斜、路面叠置等,但是能够连续测量地表形变的地点却不多。本次在虹口高原的一条水泥路面上观察到汶川地震所形成的挤压脊和连续的逆冲叠置,呈现出明显构造缩短现象。在对水泥路面上地表形变进行了详细和连续测量的基础上,经计算,该剖面的构造缩短率为 7.61%,其中最大的挤压脊所显示的构造缩短率为 28.6%。

龙门山是中国最典型的推覆构造带,具有前展式发育模式,总体上具有约 42%~43%的构造缩短率<sup>[7-8]</sup>。而本次所计算的映秀—北川断裂的构造缩短率介于 7.61%~28.6%之间,显示了本次地震具有明显的构造缩短作用。

### 6.10 汶川地震的地表破裂过程分析

虽然在八角庙的地表破裂带也是以断裂陡坎为主要的表现形式,上升盘为上三叠统须家河组含煤地层,下降盘为松散砾石堆积,但是在断层面上保存有擦痕,为本次研究汶川地震的破裂过程提供了基础。

该破裂面的走向为  $N60^\circ E$ ,倾向为  $N300^\circ W$ ,倾角为  $85^\circ$ ,在断层面可见到 2 组擦痕。其中第 1 组擦痕为近垂直方向的擦痕,主要分布于破裂面的上部和下部,而第 2 组擦痕为近水平方向的擦痕,主要分布于破裂面的下部。

在该破裂面上,可以观察到近垂直方向的擦痕

和近水平方向的擦痕之间的3种组合关系,分别为:近垂直方向的擦痕切割近水平方向的擦痕、近水平方向的擦痕切割近垂直方向的擦痕、上部为近垂直方向擦痕并向下部逐渐转为近水平擦痕。

鉴于上升盘为上三叠统须家河组含煤地层,下降盘为松散砾石堆积,因此,保存于上升盘基岩破裂面上的擦痕应为下盘松散堆积中砾石在上盘运动过程中在破裂面上所刻蚀的痕迹;因此位于破裂面上部的擦痕应为破裂早期的记录,而位于破裂面下部的擦痕应为破裂晚期的记录。

基于此,笔者推测位于破裂面上部的近垂直方向的擦痕记录了破裂早期的垂向逆冲作用,而位于破裂面下部的近水平方向的擦痕记录了破裂晚期的走滑作用。鉴于位于破裂面下部的近水平方向的擦痕与近垂直方向的擦痕有3种组合关系,进一步推测破裂晚期的走滑作用为斜向走滑。

根据震源机制解,陈运泰将汶川8.0级地震的整个地震过程分成7个阶段,并认为在地震的开始阶段表现为逆冲为主,但后来逐渐转变为以走滑为主。日本 Tsukuba 大学地震学家 Yuji Yagi 也有相似的认识,认为龙门山断裂引发破坏性地震过程中经历了两个阶段,在第一阶段(0~50s)逆冲了6.4m,在第二阶段(60~120s)走滑了4.6m。

因此,在地表破裂上擦痕所揭示的破裂过程证实了由震源机制解所揭示的破裂过程,即在汶川8.0级地震中,破裂的早期为逆冲作用,破裂的晚期为走滑作用。

## 7 对龙门山活动构造与汶川地震的构造运动学过程的讨论

众所周知,印-亚碰撞是新生代发生的最重大的构造事件,导致了青藏高原隆升、变形和地壳加厚,这一构造事件及其对亚洲新生代地质构造的影响一直是人们关注的焦点,业已提出了两个著名的端元假说,一个是地壳增厚模式<sup>[1]</sup>,另一个为侧向挤出模式<sup>[2]</sup>,前者强调SN向缩短和地壳加厚,后者强调沿主干走滑断裂的向东挤出,争论的核心问题为新生代青藏高原隆升过程(垂向运动)与变形过程(水平运动)相互关系及其与印-亚碰撞的关系。就青藏高原东缘而言,也相应存在两种成因模式,即:Avouac 和 Tapponnier 等人<sup>[2]</sup>的向东逃逸模式,而 England 等人<sup>[1]</sup>的右行剪切模式。

但是,活动构造和汶川特大地震均显示龙门山断裂以逆冲兼右行走滑作用为特征,其与 England

and Molnar<sup>[1]</sup>提出的地壳增厚构造模式在青藏高原东缘表现为大尺度右行剪切作用的推论不吻合,也与 Avouac 和 Tapponnier 等人<sup>[2]</sup>的侧向挤出模式在青藏高原东缘表现为以逆冲作用为主的推论不吻合,表明龙门山断裂带有其特殊性,不能用其中的单一模式来解释。

从 GPS 测量<sup>[16-17]</sup>所显示的地表运动方向来看,以龙门山断裂和东昆仑山断裂所构成的青藏高原东北角在平面上具有向 NE 方向挤出的特点,即向秦岭方向挤出。表明青藏高原东部的川藏块体在整体向东运动的过程中,受到扬子地台的阻挡,迫使其向 NE 方向的秦岭挤出,从而形成了龙门山断裂以逆冲兼右行走滑为特点的运动方式,而西秦岭断裂则以逆冲兼左行走滑作用为特点,其西侧的龙日坝断裂与东昆仑断裂所夹持的块体也向东北方向挤出<sup>[26]</sup>(图8)。

## 8 对龙门山活动构造与汶川地震的构造动力学机制的讨论

印度板块以  $50\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  的速度持续地向北运动,据 GPS 测量结果<sup>[16-17]</sup>,在青藏高原东缘各块体的运动速率具有明显的不同,其南部川滇块体的地表运动速率较快,而北部的川藏块体的地表水平运动速率则很小。活动构造研究结果<sup>[3-6,20-22]</sup>显示龙门山地表水平运动速率( $1 \sim 3\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ )和地表隆升速率( $0.35 \sim 0.40\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ )<sup>[5]</sup>都很小,其运动方式以逆冲兼右行走滑为特点,但龙门山却是青藏高原边缘山脉中的陡度变化最大的山脉,在30多公里范围内海拔从700多米升高到5000多米,很小的表面滑动速率不仅与龙门山高陡山脉的事实是相悖的,而且与龙门山深部所发生的8.0级特大地震的事实是相悖的。因此,就青藏高原东北缘川藏块体和龙门山的表层运动速率与深部构造运动速率来看,可能存在着不一致性和非耦合性,应当充分考虑深部构造作用对龙门山地形和地震灾害的控制作用。

汶川地震的震源机制解结果显示,汶川地震的震源深度在12~19km之间,表明汶川地震属于浅源地震。此外,对龙门山地区的历史地震的震源深度随经度变化进行了统计<sup>[3-6,20-22]</sup>,结果表明,龙门山构造带的优势发震深度为小地震为5~15km,强震为15~20km。显然,汶川地震与该区的历史强地震的震源深度基本一致,均属为浅源性地震,其与该区埋深20km左右的低阻层基本吻合,也与该区的下地壳顶面抬升的深度位置相一致。

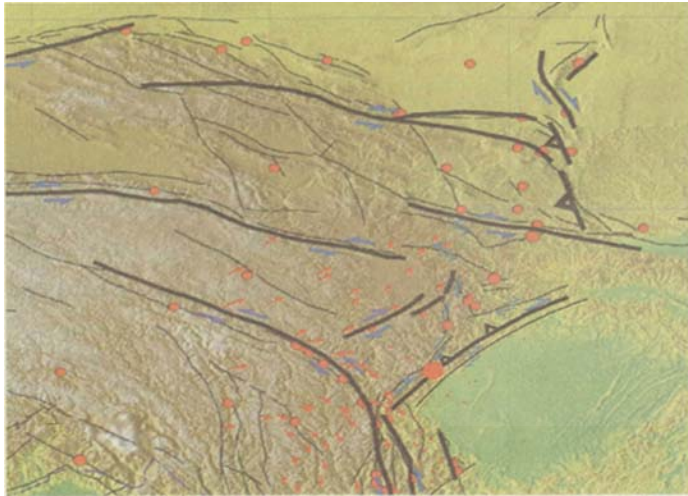


图8 青藏高原东缘构造格架及历史地震与地表运动方向<sup>[26]</sup>

Fig. 8 Surface movement direction, epicenter and tectonic framework in eastern Tibetan Plateau  
(底图和GPS标定的运动方向(相对华南地块)据张培震未刊资料,补充了相关内容)

然而,汶川特大地震的发生表明该区在12~19km之间的深部存在强烈的地壳运动,其与龙门山地区的表层运动速率具有不一致性和非耦合性,即表层运动速率小,深层运动速率大,因此,青藏高原向东缘运动过程中,受到四川盆地坚硬基底的阻挡后,并非是岩石圈整体向东同步挤压,而是分层向东流动,并且各层的流动速度不同,造成地壳的分层运动,其中具高度粘滞性的下地壳在地势的驱动下向东流动,导致下地壳物质在龙门山近垂向挤出和垂向运动,从而造成导致龙门山向东的逆冲运动与龙门山构造带抬升<sup>[22-24]</sup>,并导致了龙门山表层运动速率与深部运动速率的不一致性和非耦合性<sup>[26]</sup>,以及汶川浅源特大地震的发生(图9)。

## 9 汶川地震所引发的地质灾害

汶川特大地震是中国1949年以来破坏性最强、波及范围最大的一次地震,汶川地震重灾区范围已经超过10万km<sup>2</sup>。这是自蒙古赤城大地震(1290)、陕西华县地震(1556)、宁夏海原地震(1920)、唐山大地震(1976)之后,中国伤亡最为惨重的自然灾害。

汶川8.0级地震的震害特点主要表现为:(1)地震波导致的强地面运动破坏建(构)筑物;(2)地表破裂带直接撕裂建(构)筑物,本次地震造成的北川—映秀断裂上约220km和彭县—灌县断裂上约

100km的地表破裂通过之处,建(构)筑物几乎全部倒塌或严重破坏;(3)强地面振动和地表破裂错动导致的崩塌、滑坡等地质灾害摧毁或掩埋建(构)筑物。由于地震发生在深切切割的龙门山高山峡谷区,特别是北川—映秀断裂是划分高、低龙门山现代地貌的边界断裂,地形高差极大,在高震级地震导致的强烈地面振动和地表破裂错动的共同作用下,龙门山区特别是高地震烈度区出现了大面积、大规模的崩塌、滑坡等地质灾害现象。崩塌、滑坡体一是直接摧毁或掩埋了大量的房屋,如陈家坝约一半的房屋被滑坡直接摧毁,另是堵塞江河形成了数十个堰塞湖,淹没了大量农田和房屋,并对下游构成了极大的潜在次生水灾威胁。

根据地震应急工作队、甘肃、陕西和重庆市(市)地震局的地震宏观考察资料,参考InSAR和强震仪记录结果,对一些重要的考察点特别重破坏区的地震烈度进行了复核。以此为基础,勾绘了汶川8.0级地震的等震线图,划分了烈度区,其中XI度区(极震区)分别出现在映秀—虹口、岳家山—高川及漩坪—北川一带,均处于映秀—北川断裂带及其上盘,总面积约680km<sup>2</sup>。区内房屋几乎完全倒塌,个别未倒塌房屋亦严重破坏,特别是映秀镇和北川县城房屋完全被摧毁。地表破裂规模宏大,连续性较好,许多地段位错量达到3m以上。出现大规模的多处崩塌、滑坡现象,堵塞江河形成堰塞湖,如清平堰塞湖和北川唐家山堰塞湖等。其中X度区南西起

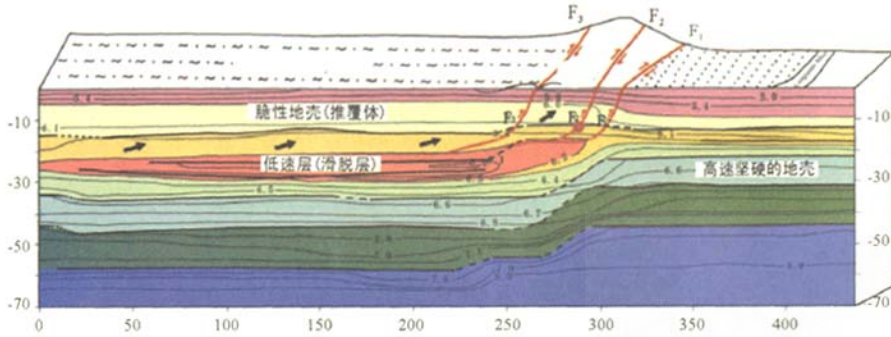


图9 青藏高原东缘地表过程与下地壳流之间的构造动力学模型

Fig. 9 A dynamical model to illustrate possible links between surface processes and upward extrusion of lower crustal flow channel at the eastern margin of the Tibetan plateau

(据朱介寿,2008,未刊资料)

于映秀南西,北东止于南坝石坎子,包括了北川—映秀断裂地表破裂的范围,长轴呈 $N50^{\circ}E$ 的狭窄条带状分布,面积约 $2520\text{km}^2$ 。区内房屋大多数倒塌,普遍严重破坏,崩塌、滑坡现象普遍,规模较大。

总之,5·12汶川8.0级地震Ⅵ度以上受灾总面积约 $333000\text{km}^2$ ,受灾面积之大、损失之惨重为新中国成立以来地震损失之最。该次地震等震线有以下几个特点:(1)高地震烈度线特别是Ⅸ度以上线沿龙门山构造带呈 $N40^{\circ}\sim 50^{\circ}E$ 方向的狭窄条带状分布,长、短轴之比在 $8:1\sim 10:1$ 左右,且Ⅹ度区(极震区)呈3个孤立状分布区,具有多点瞬间破裂的典型特征。(2)根据地震学反演结果,本次地震破裂自映秀附近开始沿龙门山构造带向NE方向呈单侧破裂过程。等震线亦呈现出向SW方向衰减快,向NE方向衰减慢的特点,与单侧破裂模式相吻合。(3)Ⅵ度区向四川盆地和红原、若尔盖方向衰减较正常衰减缓慢,这可能与四川盆地为相对刚性的扬子地台地震波不易耗散,以及红原、若尔盖地区为软土地基加重震害有关。Ⅵ、Ⅶ和Ⅷ度区在四川北部、甘肃和陕西南部逐渐转折呈近东西向,可能是区域性大断裂对地震烈度有一定控制作用的结果。

## 10 对汶川地震灾后重建的几点建议

虽然龙门山地区的特大地震的复发周期为 $1000\text{a}$ 左右,较大的地震也具有几十年的周期,但是仍应以汶川地震为鉴,应积极主动地面对该区未来可能发生的地震。

根据笔者对龙门山活动构造的研究成果和对5·12汶川特大地震的震后地质环境的研究结果,提

出以下初步认识和建议:

(1)灾后重建应在政府主导下,尊重地质科学,勇敢的面对地震灾害,要按地震灾害区设防,统筹安排,分类指导,防患于未然,防止悲剧重演。

(2)分区、分带进行地震灾害规划,分类设防,开展地震灾后重建工作,按断裂、地貌和岩性,至少可将四川西部划分为2个地质灾害单元,分别为龙门山区和平原区,可按此2个地质灾害单元进行地震灾害规划,按地震危险性分类设防,开展地震灾后重建工作;在龙门山区处于龙门山断裂带上,是地震活动区,也是地震灾害和次生灾害高发区,适宜于封山育林的生态恢复,而不适宜于工业、民用建筑工程,因此应以封山育林的生态恢复为主,而不要大规模恢复工业、民用建筑工程。必须要建的建筑,一定要提高防震烈度,设震烈度应在Ⅷ~Ⅹ度。要选择好建筑场地,建筑结构体系应具备相应的抗震承载能力、良好的变形能力和消耗地震能量的能力;在成都平原处于稳定区,适宜于工业民用建筑工程和城市建设,可开展恢复工业、民用建筑工程,做好城市建设;但对于靠近龙门山断裂的城市(如都江堰市)一定要提高防震烈度,设震烈度应在Ⅶ~Ⅷ度。

(3)住房建设一定要避开映秀—北川断裂带、汶川—茂汶断裂带和彭县—灌县断裂带;在汶川地震中,沿映秀—北川断裂带房屋几乎完全倒塌,个别未倒塌房屋亦严重破坏,特别是映秀镇和北川县城房屋完全被摧毁。因此,住房建设一定要避开映秀—北川断裂带和彭县—灌县断裂带,避开的距离应有科学依据和法律规定。

(4)在地震危险区,可考虑建设防震的、生态的、成本低廉的住房和宾馆,供当地村民和旅游者居

住,达到天人合一,不要一味地强调建筑安全要达到防震Ⅷ度或以上,或建设成本较高的别墅;在相对稳定的平原区,住房建设一定要考虑楼房的长轴方向,尽量垂直于龙门山走向,即最好的方向为EW向或NW—SE向。

(5)对因地震破坏严重的县城(如北川县城)应予以搬迁和重建,制定相应的地震灾后重建的规范和标准,新县城的选址应以活动断层、区域稳定性、资源与环境承载力为主要评价指标体系,包括:①县城场址应避免地震断裂带;②县城场址应避免严重的地质灾害易发区;③新选的县城场址要有一定的承载空间,面积大于2km<sup>2</sup>,能够安全居住、有水源、有耕地;④新选的县城场址要有资源环境综合承载能力,满足县城的基本功能;⑤迁建的县城应以小政府、大社会为目标,提高防震级别,鼓励开展生态重建,建设生态的、防震的、成本低廉的住房。

## 11 初步结论

本文对龙门山地震带的地质背景、构造背景、地层与岩性构成等讨论的基础上,重点对龙门山活动构造与汶川地震地表破裂及其研究进展做了一个概要性的分析,探讨了汶川地震的构造运动学和动力学机制。在此基础上,根据汶川地震所引发的地质灾害,对地震灾后重建提出了的几点建议。

根据历史地震记录和活动构造的研究成果,认为龙门山断裂带是地震危险区,3条主干断裂皆具备发生7级左右地震的能力,其中北川—映秀断裂是引发地震的最主要断层,强震复发间隔至少应在1000a左右,因而,龙门山构造带及其内部断裂属于地震活动频度低但具有发生超强地震的潜在危险的特殊断裂,以逆冲—右行走滑为其主要运动方式。

通过对汶川特大地震所导致的地表破裂、历史地震及震前和震后对比等方面的初步分析和研究,认为2008年5月12日在龙门山映秀—北川断裂带所发生的8.0级强烈地震属于逆冲—走滑型的地震。根据近南北向的断裂(小鱼洞断层、擂鼓断层和邓家坝断层)和地表断距可将北川断层的地表破裂带划分为两个高值区和两个低值区,并根据保存于破裂面上的擦痕,笔者将该地震破裂过程划分为两个阶段,早期为逆冲作用,晚期为斜向走滑作用。因此,该地震地表破裂带存在逆冲运动分量和右行走滑运动分量,逆冲运动分量略大于或等于右行走滑运动分量,其与地壳增厚构造模式和侧向挤出模

式在青藏高原东缘的推论具有不吻合性,表明映秀—北川断裂带有其特殊性,不能用其中的单一模式来解释。

鉴于龙门山的表层运动速率与深部构造运动速率具有不一致性,初步探讨了龙门山地区的地表过程与下地壳流之间的地质动力模型,认为下地壳物质在龙门山近垂向挤出和垂向运动,从而造成导致龙门山向东的逆冲运动、龙门山构造带抬升和汶川特大地震。

## 参 考 文 献

- [1] England P C, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Nature*, 1990, (344):140-142.
- [2] Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in central Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, (20): 895-898.
- [3] 李勇,周荣军, Densmore A. L., 等. 青藏高原东缘大陆动力学过程与地质响应[M]. 北京:地质出版社,2006,1-134.  
Li Yong, Zhou Rongjun, Alexander L. Densmore, et al. Continental dynamic processes and geological response in the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 2006, 1-134.
- [4] Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A. L., Wilson C. J. L., Ellis M. A. The Geology of the Eastern Margin of the Qinghai-Tibet Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 2006.
- [5] 周荣军,李勇, Densmore A. L., 等. 青藏高原东缘活动构造[J]. 矿物岩石, 2006, 26(2): 40-51.  
Zhou Rongjun, Li Yong, Densmore A. L., et al. Active tectonics of the eastern margin of the Tibet Plateau. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2006, 26(2): 40-51.
- [6] Densmore, A. L., Ellis, M. A., Li Yong, R. Zhou, Hancock G. S., Richardson N. J. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 2007, 26(8): 113-127.
- [7] 刘树根. 龙门山冲断带与川西前陆盆地形成演化[M]. 成都:成都科技大学出版社, 1993, 17-117.  
Liu Shugen. The formation and evolution of Longmenshan thrust zone and western Sichuan, China. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 1993, 17-117.
- [8] 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, 1-91.  
Li Yong, Zeng Yunfu, et al. Sedimentary record and tectonic evolution of Longmen Shan foreland basin. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press, 1995, 1-91.
- [9] Densmore, A. L., Li Yong, Michael Ellis, Zhou Rongjun. Active tectonics and erosional unloading of eastern margin[J]. *Journal of Mountain Science*, 2005, 2(2): 146-154.
- [10] Li Yong, Densmore A. L., Allen P. A. and Xu Qiang. Sedimentary

- responses to thrusting and strike - slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau, and their implication of Cimmerian continents and India/Eurasia collision [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 2001, 10(4):223 ~ 243.
- [11] Li Y., Allen P. A., Densmore A. L., and Qiang. X.. Evolution of the Longmen Shan foreland basin (western Sichuan, China) during the late triassic indosinian orogeny[J]. *Basin Res.*, 2003, 15, 117 ~ 138.
- [12] 李勇,周荣军, Densmore A. L., Ellis M. A. 龙门山断裂带走滑方向的反转及其沉积与地貌标志[J]. *矿物岩石*, 2006, 26(4):26 ~ 34.  
Li Yong, Zhou Rongjun, A. L. Densmore, M. A. Ellis. Geomorphic and sedimentary evidence for reversion of the strike - slip direction in Longmen Shan fault zone. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2006, 26(4):26 ~ 34.
- [13] Richardson, N., A. L. Densmore, D. Seward, A. Fowler, M. Wipf, M. A. Ellis, Y. Li, and Y. Zhang. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: Insights from low - temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 2007, 113, B04409, doi: 10.1029/2006JB004739.
- [14] Royden, L. H., B. C. Burchfiel, R. W. King, E. Wang, Z. Chen, F. Shen, and Y. Liu. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276, 788 ~ 790.
- [15] Schlunegger, F., J. Melzer, and Clark, M. K., and L. H. Royden. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, *Geology*, 2000, 28, 703 ~ 706.
- [16] Chen Z, B C Buchfiel, Y Liu, R. W. King, C H Royden, W Tang, E Wang, J Zhao and X Zhang. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implication for India/Eurasia intercontinental deformation [J]. *J. geophys. Res.*, 2000, (105):16215 ~ 16228.
- [17] Zhang P. Z., Z. Shen, M. Wang, W. J. Gan, R. Burgmann, and P. Molnar. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data[J]. *Geology*, 2004, (32):809 ~ 812.
- [18] Li Yong, Ellis M A, Densmore A L, R. Zhou. Active tectonics in the Longmen Shan region, Eastern Tibetan Plateau[J]. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 2001, 81(48):1109.
- [19] Li Yong, Ellis M A, Densmore A L, R. Zhou. Evidence for active strike - slip faults in the Longmen Shan, Eastern margin of Tibet[J]. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 2000, 82(47):1104.
- [20] 李勇,周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑 - 逆冲作用的地貌标志[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(1):40 ~ 51.  
Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A L et al. Geomorphic evidence for the late Cenozoic strike - slipping and thrusting in Longmen mountain at the eastern margin of the Tibetan plateau. *Quaternary Science*, 2006, 26(1):40 ~ 51.
- [21] 李勇,周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应[J]. *沉积学报*, 2006, 24(2):1 ~ 12.  
Li Yong, R. Zhou. Densmore A L et al. Sedimentary responses to late cenozoic thrusting and strike - slipping of Longmen Shan along eastern margin of Tibetan Plateau. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2006, 24(2):1 ~ 12.
- [22] Clark, M. K., L. H. Royden, K. X. Whipple, B. C. Burchfiel, X. Zhang, and W. Tang. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau[J]. *J. Geophys. Res.*, 2006, 111, F03002, doi: 10.1029/2005JF000294.
- [23] Clark, M. K., M. A. House, L. H. Royden, K. X. Whipple, B. C. Burchfiel, X. Zhang, and W. Tang. Late cenozoic uplift of southeastern Tibet[J]. *Geology*, 2005, 33, 525 ~ 528.
- [24] Meng, Qingren, Hu Jianmin, Erchie Wang, Qu Hongjie. Late cenozoic denudation by large - magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau[J]. *EP&L*, 2006, (243):252 ~ 267.
- [25] 邓起东,于贵军,叶文华. 地震地表破裂参数与震级关系研究,活动断裂研究理论与应用(2) [M]. 北京:地震出版社, 1992.  
Deng Qidong, Yu Guijun et al. The relation between the parameter of surface rupture and earthquake magnitude, theory and application of active fault. Beijing: Seismological Press, 1992.
- [26] 李勇,周荣军,董顺利,等. 汶川特大地震的地表破裂与逆冲 - 走滑作用[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2008, 35(4):404 ~ 413.  
Li Yong, Zhou Rongjun, Dong Shunli, et al. Surface rupture, thrusting and strike - slipping in Wenchuan Great Earthquake. *Journal of Chengdu University of Technology*, 2008, 35(4):404 ~ 413.
- [27] Li Yong, Zhou Rongjun, Alexander L. Densmore et al. Surface rupture, thrusting and strike - slipping in the Wenchuan Earthquake. The Gongwana 13 Program and Abstracts, 2008, 114 ~ 115.
- [28] 李勇,周荣军, Alexander L. Densmore 等. 映秀 - 北川断裂的地表破裂与变形特征[J]. *地质学报*, 2008, 82(12):2 ~ 16.  
Li Yong, Zhou Rongjun, Alexander L. Densmore et al. Surface rupture and deformation of the Yingxiu - Beichuan fault, in Wenchuan Earthquake. *ACTA Geologica Sinica*, 2008, 82(12):2 ~ 16.
- [29] 李勇,徐公达,周荣军等. 龙门山均衡重力异常及其对青藏高原东缘山脉地壳隆升的约束[J]. *地质通报*, 2005, 24(12):1162 ~ 1169.  
Li Yong, Xu Gongda, Zhou Rongjun, et al. Isostatic gravity anomalies in the Longmen Mountains and their constraints on the crustal uplift below the mountains on the eastern margin of the Qinghai - Tibet Plateau. *Regional Geology of China*, 2005, 24(12):1162 ~ 1169.
- [30] 李勇,孙爱珍. 龙门山造山带构造地层学研究[J]. *地层学杂志*, 2000, 24(3):201 ~ 205.  
Li Yong, Sun Aizhen. Tectostratigraphy of Longmenshan orogen. *Journal of stratigraphy*, 2000, 24(3):201 ~ 205.