

# 汶川 8.0 级地震构造动力成因分析\*

张国民<sup>1</sup>, 邵志刚<sup>1</sup>, 刘桂萍<sup>2</sup>, 马宏生<sup>1</sup>

(1. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036; 2. 中国地震局, 北京 100036)

**摘要:**汶川 8.0 级地震发生在青藏活动地块区的东部边界带, 是继 2001 年昆仑山口西大地震之后青藏块区的又一次巨大地震。根据龙门山推覆逆冲断裂带深浅部构造背景和壳幔结构特征, 文中构建了汶川地震的震源简化模型。并依据震源模型的力学抽象建立了孕震过程的动力学方程组, 且在简化解下给出了孕震过程中的应力、应变的解析表达式。应用模型的解析解, 并参照龙门山构造区的构造形变观测结果, 初步讨论了汶川地震的孕震过程, 给出了汶川 8.0 级地震的孕育过程可达 3000 多年的结果, 指出由于龙门山地区构造形变速率很低, 因而导致孕震过程缓慢, 大震复发期较长的基本结果。

**关键词:**汶川 8.0 级地震; 构造动力成因; 孕震模型; 龙门山断裂

**中图分类号:** P315.7

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-3274(2009)01-0164-10

## 引言

我国是全球最典型的大陆地震区。我国的大陆强震受控于活动地块构造, 其主要表现在两个方面。一是各活动地块强震活动水平的高低与活动地块构造运动的变形速率呈正变化。在我国及边邻 6 大活动地块区中, 构造活动变形速率高的西部地区, 其青藏、滇缅和西域三大地块的强震活动水平大约比东部地区高一个量级。而东部地区, 构造活动水平较高的华北活动地块, 其地震活动水平又显著高于东北和华南活动地块。二是我国陆区的 7 级以上强震, 80% 以上集中于一、二级活动地块的边界带上, 其中 8.0 级以上巨大地震全部发生在这些边界带上。而一、二级活动地块的边界带, 即是切割我国陆区地壳使之横向分块的大型活动构造带<sup>[1~3]</sup>。本文应用有关活动地块的研究成果, 将汶川 8.0 级地震置于青藏活动地块区的整体框架中, 分析汶川地震的构造动力成因。并结合汶川地震区的壳幔结构和深浅部构造条件探讨汶川 8.0 级地震的震源与孕育模型, 进而讨论部分与汶川地震相关的问题。

## 1 青藏活动地块区 8 级以上巨大地震活动分析

考虑到广袤的青藏高原地区地震资料的完整性和准确性问题, 本文仅选用公元 1900

\* 收稿日期: 2008-10-27; 修改回日期: 2008-11-10

基金项目: 中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(02076902-11)

作者简介: 张国民(1942-), 男, 上海市人, 研究员, 博士生导师, 主要从事大陆强震机理与预测等研究。



表 1 公元 1900 年以来我国陆区  $M_s \geq 8.0$  地震

| 序号 | 日期<br>(年-月-日) | $\varphi_N/(^{\circ})$ | $\lambda_E/(^{\circ})$ | 震级( $M_s$ )     | 地点     |
|----|---------------|------------------------|------------------------|-----------------|--------|
| 1  | 1902-08-22    | 39.9                   | 76.2                   | 8 $\frac{1}{4}$ | 新疆阿图什  |
| 2  | 1920-12-16    | 36.7                   | 104.9                  | 8.5             | 宁夏海原   |
| 3  | 1927-05-23    | 37.7                   | 102.2                  | 8.0             | 甘肃古浪   |
| 4  | 1931-08-11    | 47.1                   | 89.8                   | 8.0             | 新疆富蕴   |
| 5  | 1950-08-15    | 28.4                   | 96.7                   | 8.6             | 西藏察隅   |
| 6  | 1951-11-18    | 31.1                   | 91.4                   | 8.0             | 西藏当雄   |
| 7  | 2001-11-14    | 36.2                   | 90.9                   | 8.1             | 青海昆仑山西 |
| 8  | 2008 05-12    | 31.0                   | 103.4                  | 8.0             | 四川汶川   |

青藏地块区 8 级地震在时间上具有成组(或成对)活动特点。由图 1(a)所示,1900 年以来的 108 年中发生的 6 次巨大地震,在时间上分为 3 组,分别为 1920 年宁夏海原 8.5 级和 1927 年古浪 8.0 级地震;1950 年西藏察隅 8.6 级和 1951 年西藏当雄 8.0 级地震;2001 年青海昆仑山口西 8.1 级和 2008 年四川汶川 8.0 级地震。组内 8 级地震的时间间隔很短,为 1 年和 7 年。而组间的 8 级大震间隔很长,为 23 年和 50 年。无论用  $P$  值、 $R$  值还是  $S$  值等多种统计方法作检验<sup>[4]</sup>,其成组活动的客观性均十分鲜明。

在空间分布上,这些 8 级地震与活动地块构造关系密切,均分布在青藏活动地块区边缘的一级活动地块边界带和青藏活动地块区内部的二级活动地块边界带上。其中的 4 次大震,即 1920 年宁夏海原 8.5 级地震、1927 年古浪 8.0 级地震、1950 年西藏察隅 8.6 级地震和 2008 年四川汶川 8.0 级地震分布于青藏活动地块区与其他一级活动地块的边界带上。另外两次,即 1951 年西藏当雄 8.0 级地震和 2001 年青海昆仑山口西 8.1 级地震发生在青藏活动地块内部的二级块体的边界带上。其中当雄地震发生在拉萨地块与羌塘地块分界的边界带的嘉黎断裂上,而昆仑山口西地震则发生在巴颜喀拉地块与柴达木地块分界的边界带的东昆仑断裂带上(图 1b)。

而且时间上丛集的每组大震都具有空间上的相关特性,即每组地震与一个活动边界带或一个二级活动地块相关。反映了每组大震都与青藏活动地块区内的某一个二级活动地块有关,8 级地震以二级地块为主体活动地区,呈现出活动地块构造活动的整体性和 8 级大震受活动地块控制的基本特征。如第一组中的海原 8.5 级和古浪 8.0 级两次大震,相隔 7 年,相距仅 300km,发生在海原-祁连构造带上。该构造带是青藏活动地块区与华北活动地块区、西域活动地块区分界的一级活动地块边界,是青藏地块,同时也是其所含的祁连二级活动地块的北边界带。第二组中的察隅 8.6 级大震发生在拉萨二级活动地块的东南边界,其也是青藏地块区与印度板块碰撞边界的喜马拉雅带(即一级活动边界)的东端。而第二组中的当雄 8.0 级地震,则发生在拉萨二级地块北边界的嘉黎断裂带上。这两次大震相隔仅 1 年,相距 500 km,处于同一个二级活动地块(拉萨活动地块)的两条相交汇的边界上,呈现为拉萨地块的整体性活动图像。

第三组中的两次大震,分别为昆仑山口西 8.1 级和汶川 8.0 级地震。前者发生在巴颜喀拉二级活动地块的北边界的东昆仑断裂带上,后者发生在巴颜喀拉地块的东边界的龙门山断裂带上。尽管两次地震相距甚远,但却是同一活动地块的两个相邻边界带,反映了巴颜喀拉活动地块的整体活动特性。

## 1.2 成组大震间的相互影响

### 1.2.1 海原地震与古浪地震:同一活动边界带大震间的相互作用

图 1(a)中的第一组 8 级大震,即 1920 年海原 8.5 级和 1927 年古浪 8.0 级大震发生在同一条大型活动构造带,即青藏活动地块区北边界的海原—祁连构造带上。这一组中的首发地震为海原 8.5 级大震,是 20 世纪全球最强烈的大陆地震之一,其沿北西向海原—祁连断裂带形成约 230 km 的地表破裂带,最大水平错距达 10~11 m<sup>[5]</sup>。在地表破裂带向北西方向扩展的前沿地区,亦即破裂扩展前沿的应力集中区,距地表破裂西端点仅约 100 km 的古浪地区,7 年后发生了 8.0 级地震。因此可推测,这一组地震中的后续古浪地震,有可能与首发的海原大震相关。

刘桂萍等<sup>[6]</sup>应用弹性位错模型,通过计算库伦破裂应力的变化,研究了海原大震对古浪地震的影响,给出了海原大震对古浪地震的应力触发作用。计算结果显示出海原大地震在古浪地震的震源逆冲断层面上,造成了库伦破裂应力的增加,其静应力的增加值为 0.1 bar 左右。通过对古浪地震震源应力积累速率的估算,得到海原地震对古浪地震的应力触发,使古浪地震提前 8 年发生。

由此可看到,发生在同一活动边界带(即海原—祁连构造带)上的这一组大震之间,存在着前者对后者应力触发的相互作用。

### 1.2.2 察隅地震与当雄地震:同一活动地块交汇边界上大震间的相互影响

图 1(a)中的第二组 8 级以上大震是 1950 年察隅 8.6 级和 1951 年当雄 8.0 级地震。由于这两次地震发生在十分偏僻的青藏高原内部,尤其是察隅地震更是发生在人迹罕至的中印边界地区,加之发震年代较久远,因此半个多世纪来,虽经多次组织科学考察,但因条件所限,至今对这两次地震,特别是察隅地震研究程度仍较低。因此对这两次地震间的相互影响,本文仅作粗浅的推理性分析。

1950 年的察隅 8.6 级地震,位于印度板块向欧亚板块强烈碰撞的边界带的喜马拉雅构造带上。该构造带既是两大板块边界带也是青藏活动地块的南边界,同时也是青藏地块所含的拉萨二级地块的南边界带。而察隅地震就发生在喜马拉雅边界带(又称喜马拉雅弧)的最东端,亦即拉萨二级地块南边界之东段。

在喜马拉雅弧形构造带与缅甸弧形构造带的复合部位,存在一个向北东突出的楔形地质块体,被称作喜马拉雅弧构造结,又称阿萨姆构造结。在这一构造结内,有一条北东向的墨脱断裂。根据文献<sup>[7]</sup>的研究,墨脱断裂可能是察隅 8.6 级地震的主要发震断裂。这一发震构造可能相当于拉萨地块南边界的东段。与之相交汇的则是拉萨地块的北边界,即北西向的嘉黎断裂带。而当雄 8 级地震则发生在嘉黎断裂带的中东段上。

根据对察隅和当雄两次地震的考察,给出察隅地震的震源破裂特性是在近南北向主压应力场作用下,北东向发震构造的左旋错动。当雄 8.0 地震是近南北向主压应力场作用下的北西向发震构造的右旋错动<sup>[7]</sup>。因此这组地震是在统一应力场作用下,拉萨地块的两个相交汇边界带的活动。察隅与当雄两个震源体相当于同一应力场作用下拉萨地块构造活动中的两个负荷(应力集中)点。其中首发的察隅 8.6 级大震是全球罕见的高震级地震,该负荷点的解体,可能快速导致另一负荷点的失稳,从而使当雄 8.0 级地震仅在一年后发生。

### 1.2.3 昆仑山地震与汶川地震:同一活动地块相邻边界上大震间的相互影响

图 1(a)中的第三组地震为 2001 年青海昆仑山口西 8.1 级和 2008 年四川汶川 8.0 级地

震。这组地震发生在青藏地块所含的巴颜喀拉二级地块的两个相邻的边界带上。其中昆仑山口西地震发生在巴颜喀拉地块的北边界的东昆仑断裂带上,而汶川地震发生在巴颜喀拉地块的东边界的龙门山断裂带上。龙门山断裂带也是青藏一级活动地块与华南一级活动地块的边界带的北段。

印度板块向欧亚板块的强烈碰撞不仅导致青藏高原地壳在南北方向的缩短和纵向增厚,而且还导致青藏高原物质向东横向挤出,从而使巴颜喀拉块体的整体显示为北东向运动,即兼有北向位移又包含东向位移分量。巴颜喀拉地块的这种地壳运动格局导致其北边界的北西走向的昆仑山断裂带呈现为左旋走滑运动形态,而块体东边界则为大型推复构造,并形成以逆冲为主兼右旋运动形态的龙门山断裂带。

张国民等<sup>[8]</sup>曾研究过 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震的动力学背景。应用 1900 年以来巴颜喀拉地块北边界强震( $M_s \geq 6.9$ )活动的时间分布,强震地表破裂带的展布与性状,地震应变释放等参数,给出了巴颜喀拉地块北边界在过去 100 多年中强震活动呈指数型时间分布的加速活动特征,且沿边界构造带、强震的破裂带自西向东相互衔接,并在东昆仑构造带东段(即甘、青、川交界)形成一个长达 200~300 km 的破裂空段。其中的最后一次大震,即 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震是一次左旋走滑型大震,其破裂长度达 420 km,最大位错达 5~6 m。因此,巴颜喀拉地块北边界相继加速发生的强震,尤其是昆仑山口西 8.1 级大震有可能增强了该带东段地震破裂空段(即甘青川地区)的强震危险。因此,昆仑山口西大震后,在中长期地震趋势判定上一直把东昆仑构造带的东段作为强震的重点危险区。但是后续的大地震未发生在昆仑山地震带东段,而是发生在巴颜喀拉地块的东边界龙门山断裂带上,从而给震情研究带来了新的科学挑战。

从巴颜喀拉地块向北东方向整体运动的特征出发,2001 年昆仑山口西 8.1 级大震,连同此前可可西里—东昆仑地震带上的其他强震不仅会导致东昆仑断裂带东段应力积累和地震危险性增加,同时昆仑山口西 8.1 级大震所造成的块体东向位移也会导致逆冲型龙门山断裂带近东西向压应力的增大,进而增强其强震的危险性。而汶川 8.0 级大震逆冲兼右旋走滑的震源机制正好与这一动力作用背景相吻合。

## 2 汶川 8.0 级地震孕震模型分析

### 2.1 汶川 8.0 级地震深浅构造背景

如上所述,汶川 8.0 级地震发生在青藏高原东缘龙门山逆冲推覆构造带上。该断裂带为巴颜喀拉地块和华南地块的边界构造带。在 45 Ma 以来的印度板块向欧亚板块强烈碰撞的动力作用下,造成青藏高原地壳隆升并伴随地壳物质东向缓慢流动,被称之为侧向挤出逃逸<sup>[9]</sup>。而向东侧向挤出的物质又遇到四川盆地这一刚性地块的强烈阻挡,导致龙门山断裂带应力长期积累并引发千年未遇的巨大地震。上述动力作用造就龙门山构造为逆冲兼右旋断裂带,其由后山断裂(汶川-茂县断裂)、主中央断裂(映秀—北川断裂)、前山断裂(灌县—安县断裂)三条相互近于平行的北东向断裂组成。据分析,龙门山逆断裂(特别是其中南段)上下两盘的差异性升降运动实际上转换了青藏高原东部巴颜喀拉地块南东向水平滑移运动<sup>[10~12]</sup>。

从深部构造环境看,龙门山断裂带两侧是壳幔结构横向差异非常突出的区域。其东侧(下盘)的四川盆地地壳厚度为 40~45 km,而西侧(上盘)的青藏高原东缘,其地壳厚度达

60 km。根据刘启元等<sup>[13]</sup>的最新研究，汶川 8.0 级地震震源区地壳厚度为 52 km，在 20 km 以上的上地壳存在地震波的高速结构，汶川地震震源应位于中上地壳的高速介质区内。而中下地壳则存在地震波的低速结构。

根据此次汶川大震及其余震的震源深度资料，90% 以上震源深度小于 20 km<sup>[14]</sup>。因而可以推断，大地震和余震发生在壳内低速层之上的上部地壳之中，震源深度大致终止于壳内低速层上界。

2.2 汶川 8.0 级地震震源模型分析

2.2.1 汶川地震震源模型概括

根据上述对汶川 8.0 级地震深浅部构造背景的综合归纳，可将汶川地震震源构造模型简化为图 2(a)。

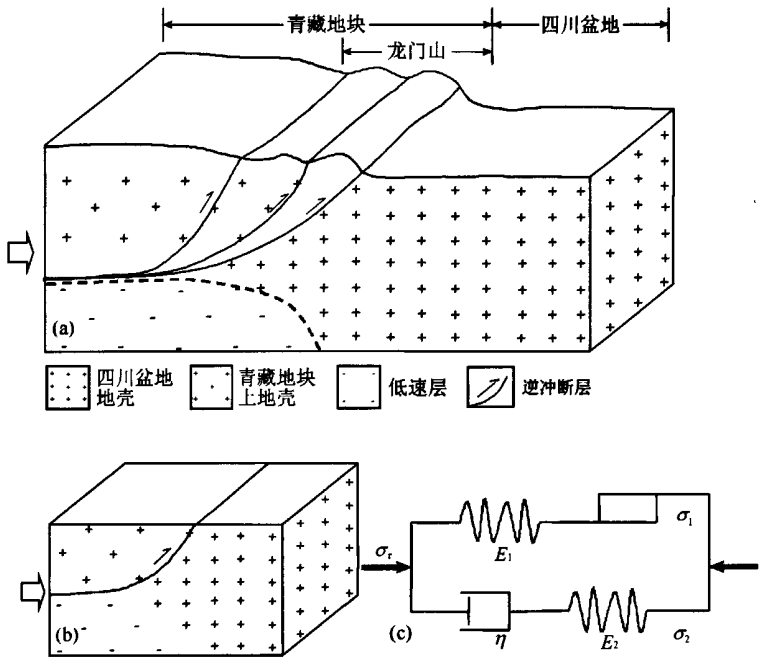


图 2 汶川 8.0 级地震震源模型

(a) 汶川地震震源构造模型示意；(b) 简化震源体模型；(c) 震源力学模型抽象

由图 2(a)所示，汶川地震的震源构造模型可概括为左右分块，上下分层，而中间的龙门山断裂带即是左右分块、上下分层的横向和纵向非均匀性的突变分界带。

在横向分块方面，右(东)侧是具有刚性块体特性的四川盆地。左(西)侧为侧向挤出的巴颜喀拉地块。而作为块体分界的龙门山断裂带，在地表呈现三条近于平行的断裂，断裂浅部呈陡倾角逆冲兼右旋特性，而深部倾向变缓，且三条断裂相互会聚于低速层顶部。

在纵向分层方面，龙门山地区上部地壳为弹性变形和脆性破裂层，且强度较高。而中下地壳为低速层，在长期的地质过程中，可视为介质强度较低的塑性流动变形层。

而汶川地震孕育的动力作用过程可归纳为两部分：一是巴颜喀拉地块侧向挤出对龙门山断裂带的逆冲挤压并导致相应的构造变形和应力积累；二是壳内低速层在上述动力作用过程中的流动变形导致震源区应力的集中。

## 2.2.2 汶川地震震源力学模型抽象

在图 2(a)所示的汶川 8.0 级地震的简化构造模型的基础上,可进一步提炼简化的汶川地震震源模型如图 2(b)。其震源模型包括具有高强度弹性变形的上部地壳中的发震构造带(逆冲型龙门山断裂带)和断裂带下方中下地壳的塑性流动变形层。在动力作用的条件方面,将块体和断裂带的构造变形速率模拟为巴颜喀拉地块侧向挤出的动力作用过程。

图 2(b)的力学模型抽象如图 2(c),即震源模型中上层发震构造龙门山断裂带的弹性变形和脆性破裂用弹簧、滑块模拟。其中弹簧  $E_1$  代表源区的构造变形及其应力积累,滑块模拟震源体的构造强度。下层的流变特性层用麦克斯韦尔模型模拟。

## 2.3 汶川地震震源过程模拟

### 2.3.1 震源过程的本构关系及解析解

对图 2(c)的震源力学模型可建立下述方程组:

$$\sigma_r = E_1 \epsilon_{E_1} + E_2 \epsilon_{E_2} \quad (1)$$

$$\epsilon_r = \epsilon_{E_1} \quad (2)$$

$$\epsilon_{E_1} = \epsilon_{E_2} + \epsilon_\eta \quad (3)$$

$$E_2 \epsilon_{E_2} = \eta \dot{\epsilon}_\eta \quad (4)$$

方程组各式  $E_1$ 、 $E_2$ 、 $\eta$  均如图 2 所示。 $\epsilon_{E_1}$ 、 $\epsilon_{E_2}$ 、 $\epsilon_\eta$  分别为元件  $E_1$ 、 $E_2$ 、 $\eta$  的应变; $\sigma_r$ 、 $\epsilon_r$  为震源体的总应力和总应变; $\sigma_1$  为震源闭锁区,亦即发震构造  $E_1$  的应力; $\sigma_2$  为下部流变层(震源体下层)的应力。

由式(3)和式(4)得

$$\eta \dot{\epsilon}_{E_2} + E_2 \epsilon_{E_2} = \eta \dot{\epsilon}_{E_1} \quad (5)$$

对式(1)两边对时间求一阶导

$$\frac{\eta}{E_2} \dot{\sigma}_r = \frac{\eta E_1}{E_2} \dot{\epsilon}_{E_1} + \eta \dot{\epsilon}_{E_2} \quad (6)$$

式(1)和式(6)相加得

$$\sigma_r + \frac{\eta}{E_2} \dot{\sigma}_r = \frac{\eta E_1}{E_2} \dot{\epsilon}_{E_1} + \eta \dot{\epsilon}_{E_2} + E_1 \epsilon_{E_1} + E_2 \epsilon_{E_2}$$

式(5)代入上式得

$$\sigma_r + \frac{\eta}{E_2} \dot{\sigma}_r = \frac{\eta E_1}{E_2} \dot{\epsilon}_{E_1} + \eta \dot{\epsilon}_{E_1} + E_1 \epsilon_{E_1} \quad (7)$$

对式(7)式做拉氏变换得

$$\bar{\sigma}_r = \frac{E_1 E_2 + (E_1 + E_2) \eta s}{\eta s + E_2} \bar{\epsilon}_{E_1}$$

又  $\epsilon_{E_1} = \epsilon_r = \dot{\epsilon}_0 t$ ,  $\dot{\epsilon}_0$  为常数,所以

$$\bar{\sigma}_r = \frac{E_1 E_2 + (E_1 + E_2) \eta s}{(\eta s + E_2) s^2} \dot{\epsilon}_0 = \left( \frac{\eta}{s} + \frac{E_1}{s^2} - \frac{\eta}{s + \frac{E_2}{\eta}} \right) \dot{\epsilon}_0 \quad (8)$$

对式(8)做拉氏反变换得

$$\sigma_r = \dot{\epsilon}_0 \eta + \dot{\epsilon}_0 E_1 t - \dot{\epsilon}_0 \eta e^{-\frac{E_2}{\eta} t} \quad (9)$$

$$\sigma_1 = \dot{\epsilon}_0 E_1 t \quad (10)$$

$$\sigma_2 = \epsilon_0 \eta - \epsilon_0 \eta e^{-\frac{E_2}{\eta} t} \quad (11)$$

式(9)为孕震体的总应力表达式;式(10)为震源闭锁区(即弹簧  $E_1$  代表的发震构造的应力表达式);式(11)为震源区下部流变层应力的表达式。式中,  $\epsilon_0$  为孕震系统应变速率。在本文研究中,设  $\epsilon_0$  为常数,即设定震源过程为定常应变速率(亦即定常构造形变速率)过程。

### 2.3.2 对震源过程的讨论

上述式(9)~(11)给出了在简化的汶川地震震源模型下的孕震过程中应力变化表达式。由式(9)~(11)可见,孕震过程中震区的应力变化,无论是表征发震构造龙门山断裂带(模拟震源闭锁区的弹性变形元件  $E_1$ )的应力表达式  $\sigma_1$ ,还是表征震源区下部流变层中的应力  $\sigma_2$ ,其随时间的变化均与震源区构造变形速率  $\epsilon_0$  成正比。

震前的 GPS 观测结果给出整个龙门山推覆断裂带的构造变形速率很小,约为每年 1~2 mm。地震地质调查所获取的万年时间尺度的断裂活动速率也给出这一量值。这意味着龙门山构造带变形的应变速率  $\epsilon_0$  很小。而应变速率  $\epsilon_0$  小正是孕震过程中应力增长缓慢,强震复发期很长的根本原因<sup>[11]</sup>。

为了对汶川 8.0 级地震的孕震过程作定量或半定量的讨论,参照地壳介质的一般平均特性和龙门山推覆构造带变形速率的观测结果,相关参数值如下

$$E_1 = E_2 = 3.0 \times 10^4 \text{ MPa}; \eta = 5.0 \times 10^{22} \text{ Pa} \cdot \text{s}; \epsilon_0 = 10^{-15} / \text{s}$$

将上述取值代入式(9)~(11),计算得孕震过程中的应力变化曲线(图 3)。

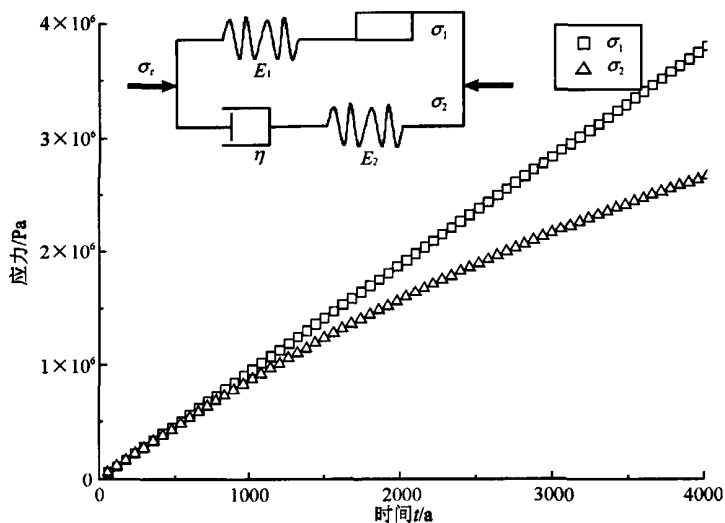


图 3 汶川 8.0 级地震震源过程解析解应力变化曲线

图 3 中  $\sigma_1$  是模拟孕震过程中发震构造龙门山断裂(亦即震源闭锁区)应力随时间的增长过程。由图 3 可见,在龙门山推覆断裂带的构造变形速率仅为 1~2 mm 左右的低速率情况下,孕震过程中震源区的应力呈现为缓慢增长的特性。根据陈学忠等<sup>[15]</sup>的研究,汶川地震的应力降  $\Delta\sigma$  为 2~3 MPa。若假设孕震过程中的应力积累值与震时的应力释放值相等,并设定为 3 MPa,那末由图 3 中  $\sigma_1$  曲线可看到,震前 3 MPa 的应力积累大约需要 3200 年的过程。这一结果与张培震<sup>[11]</sup>给出的龙门山断裂带 8 级强震原地复发间隔至少在 3000~5000 年的结果相一致。由此可见,在构造变形速率很低的龙门山推覆构造区,汶川 8.0 级



大震的孕育经历了长达数千年的过程。由于孕震过程很长,亦即大震复发期很长,从而可能是导致在历史地震资料中龙门山断裂带上尚未有历史地震记录的原因。

梅世蓉<sup>[16]</sup>在研究华北地区地震时曾指出,地壳运动速率低的地震区,也是地震能量的积累速率缓慢的地区,从而导致大震复发期长,使大震常常发生在历史上未记到过 7.0 级以上大震的地区,邢台地震、唐山地震也是如此。这次汶川 8.0 级地震亦有与此相类似之处。

### 3 结论

(1) 汶川 8.0 级地震发生在青藏活动地块区的东部边界带,是继 2001 年昆仑山口西 8.1 级巨大地震之后青藏地块区的又一次巨大地震。青藏高原地区是全球构造变形最剧烈、构造变形强度最大的地区,从而也是全球大陆地震活动强度最高的地区。在 20 世纪我国陆区的 8.0 级以上大震中,75% 发生在青藏活动地块区。尤其 20 世纪我国两次 8.5 级以上的巨大地震,即 1920 年海原 8.5 级地震和 1950 年察隅 8.6 级大震,均发生在青藏活动地块区。

(2) 青藏活动地块区 8.0 级以上大地震,在时间上具有成组活动特征,在空间上受控于活动地块构造。在时间上丛集的每组 8 级大震,都与青藏地块区内某一个二级活动地块的整体性活动相关联。这次汶川 8.0 级大震是在 20 世纪巴颜喀拉地块北边界可可西里—东昆仑地震带连续 6 次强震,特别是 2001 年昆仑山口西 8.1 级大震及其 420 km 左旋滑动破裂导致巴颜喀拉地块东向位移加大的动力背景作用下发生的。

(3) 根据龙门山推覆逆冲断裂带深浅部构造背景和壳幔结构特点,本文构建了汶川地震的震源简化模型。并依据震源模型的力学抽象建立了孕震过程的动力方程组,且在简化解释下给出了孕震过程中应力、应变的解析表达式。

(4) 应用模型的解析解,并参照龙门山构造区的构造变形观测结果,初步讨论了汶川地震的孕震过程,给出了汶川 8.0 级地震的孕育过程可达 3200 多年的结果,指出了由于龙门山地区构造变形速率很低,因而导致孕震过程长,大震复发期较长的基本结果。

(5) 根据刘启元等<sup>[13]</sup>研究结果,汶川地震主震深度 19 km,90% 的余震深度在 20 km 以上。而汶川地震震源区的上部地壳(20 km 以上)为高速区,20 km 以下的中下地壳为低速区。因此,地震发生在高强度上部地壳之中,而震源深度可能终止于下地壳低速扰动层(相当于流动变形层)顶部,即终止于脆韧性转换带附近。

在本文工作过程中,与陈章立研究员、江在森研究员、田勤俭研究员等进行过多次讨论,受益匪浅,特此致谢。

### 参考文献:

- [1] 张培震,邓起东,张国民,等. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学(D 辑),2003,33(增刊): 12-20.
- [2] 张国民,马宏生,王辉,等. 中国大陆活动地块与强震活动关系[J]. 中国科学(D 辑),2004,34(7): 591-599.
- [3] 张国民,马宏生,王辉,等. 中国大陆活动地块边界带与强震活动[J]. 地球物理学报,2005,48(3): 602-610.

- [4] 张国民, 尹京苑. 强震孕育中短期物理基础研究[M]. 北京: 地震出版社, 2001.
- [5] 郭增建, 马宗晋. 中国特大地震研究(一)[M]. 北京: 地震出版社, 1988.
- [6] 刘桂萍, 傅征祥. 海原大地震对古浪大地震的静应力触发研究[J]. 地球物理学报, 2001, 44(z1): 107-115.
- [7] 西藏自治区科学技术委员会, 国家地震局科技监测司. 西藏察隅当雄大地震[M]. 拉萨: 西藏人民出版社, 1988.
- [8] 张国民, 田勤俭, 王辉. 可可西里-东昆仑地震带强震活动[J]. 地学前缘, 2003, 10(1): 20-28.
- [9] Tapponnier P, Molnar P. Activity faulting and tectonics in China[J]. J Geophys Res, 1977, 82: 2905-2930.
- [10] 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学[J]. 地震地质, 1994, 16(4): 389-403.
- [11] 张培震. 中国地震灾害与防震减灾[J]. 地震地质, 2008, 30(3): 577-583.
- [12] 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等. 汶川 8.0 级地震地表破裂带及其发震构造[J]. 地震地质, 2008, 30(3): 597-629.
- [13] 刘启元, 陈九辉, 李顺成, 等. 汶川 8.0 级地震: 川西流动地震台阵观测数据的初步分析[J]. 地震地质, 2008, 30(3): 584-596.
- [14] 朱艾斓, 徐锡伟, 郑荣章, 等. 汶川 8.0 级地震部分余震重新定位及地震构造初步分析[J]. 地震地质, 2008, 30(3): 759-767.
- [15] 陈学忠, 李艳娥, 郭祥云. 2008 年 5 月 12 日四川汶川 8.0 级地震前后震源区应力水平估计[J]. 国际地震动态, 2008, 6: 1-3.
- [16] 梅世蓉. 1976 年唐山地震[M]. 北京: 地震出版社, 1982.

## Analysis on the Geodynamic Cause of the Wenchuan 8.0 Earthquake

ZHANG Guo-min<sup>1</sup>, SHAO Zhi-gang<sup>1</sup>, LIU Gui-ping<sup>2</sup>, MA Hong-sheng<sup>1</sup>

(1. Institute of earthquake Science, CEA Beijing 100036, China; 2. CEA, Beijing 100036, China)

**Abstract:** The 2008 Wenchuan 8.0 earthquake occurred on the eastern boundary of the active Tibet block, and is another strong earthquake in the Tibet block after the 2001 Kunlun 8.1 earthquake. Based on the characters of the structure of crust and mantle and the deep or shallow geological background in the Longmenshan dip fault, this paper constructs a simplified source model of the Wenchuan earthquake, from which dynamic equations from this model are constructed and analytic expressions of stress and strain in the progress of seismogeny are derived. Referring to the geological deformation in the Longmenshan region, we further discuss the process of the Wenchuan earthquake by the analytic solution of the model. The result shows that the process of seismogeny may endure about 3200 years and is very slow and longer because of the lower geological deformation in the Longmenshan region.

**Key words:** Wenchuan 8.0 earthquake; Geodynamic cause; Seismogenic model