

# 根据 GPS 和水准资料反演 2008 年 汶川地震同震破裂模型\*

郝明<sup>1,2</sup>, 王庆良<sup>2</sup>, 崔笃信<sup>2</sup>, 李煜航<sup>1,2</sup>

(1. 中国地震局地质研究所 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029; 2. 中国地震局第二监测中心, 陕西 西安 710054)

**摘要:**通过分析 2008 年汶川 8.0 级地震前后的 GPS 观测资料和 1983 ~ 2010 年的精密水准观测资料, 得到地表同震位移场。结合野外地质调查, 反演了汶川地震同震断层几何模型和断层面上滑动分布。反演结果表明: 北川—映秀断裂是一个铲形断层, 长度为 180 km, 地表倾角为 62°, 随指数函数形式逐渐变缓, 深度 18 km, 断层面滑动以逆冲为主; 青川断裂长为 120 km, 倾角为 58°, 断层面上走滑分量由南向北逐渐增加; 灌县—江油断裂为纯逆冲断层, 长度为 80 km, 倾角 35°。整个断层模型中最大错动量达到 7.6 m, 对应破坏最严重的北川地区。本次地震释放的地震矩为  $7.62 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ , 相应矩震级为  $M_w 7.9$ 。反演所得模型对于近场的水准观测资料和 GPS 观测资料拟合很好。

**关键词:** 汶川 8.0 级地震; GPS; 精密水准; 同震位移; 有限断层震源模型; 滑动分布

**中图分类号:** P315.725

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2012)03-0323-07

## 0 引言

2008 年 5 月 12 日在四川省汶川县发生的 8.0 级地震是半个世纪以来中国境内最大的一次地震, 造成了巨大的经济损失和人员伤亡。据中国地震台网测定, 震源位于龙门山断裂带南段, 震中位置 (31.0°N, 103.4°E), 震源深度经重新定位后为 16 km (黄媛等, 2008)。迄今为止, 在板内逆冲型地震中, 汶川地震地表破裂带结构最为复杂。震后的野外地质考察表明, 龙门山断裂带的映秀—北川断裂是这次地震的主发震断裂, 形成的地表破裂带长达 240 多公里, 最大垂直位移和水平位移分别达到 6.2 m 和 4.9 m。龙门山断裂带的灌县—江油断裂同时也发生破裂, 形成 70 多公里长的地表破裂带, 最大垂直位移达到 3.5 m (徐锡伟等, 2008)。

陈运泰等 (2008) 和王卫民等 (2008) 利用地震波数据反演地震破裂过程, 发现这次地震以逆冲为主、兼具少量右旋走滑, 但地震波反演缺少对断层破裂宽度等几何参量的约束。Shen 等 (2009) 利用 GPS 同震水平和垂直形变及 Insar 视线向的形变数据反演同震断层模型和滑动分布, 反演结果表明断层由南向北倾角逐渐变大, 东北

部倾角近直立, 但缺乏近场同震垂直位移约束, 并且 Insar 形变结果受大气影响较大。王敏 (2009) 利用 GPS 同震水平和垂直位移作为约束, 反演破裂断层的平均宽度在 10 ~ 18 km, 构造了类似铲状的断层模型, 但滑动模型较为粗糙, 而且也缺乏近场同震垂向形变约束。许才军等 (2009) 根据 GPS 同震位移资料采用基于敏感度迭代拟合法反演分析该次地震的精细同震滑动分布, 但采用迭代方法不能对滑动量进行误差估计。Wang 等 (2009) 以基于精密水准测量观测的近场同震垂向位移为约束, 构造了倾角随指数变化的铲状断层几何模型, 计算的地表垂直形变符合水准测量结果的主要形态, 但是断层模型单一并缺少水平方向位移的约束。

本文主要利用 GPS 和高精度近场水准观测资料获取的同震位移作为约束, 建立有限断层震源模型反演汶川地震的同震断层几何模型和断层面上滑动分布。

## 1 GPS 和水准测量数据

本文采用 157 个 GPS 点的同震水平位移和 44 个 GPS 点的同震垂直位移数据来源参见国家重大科学

\* 收稿日期: 2011-12-26.

基金项目: 国家自然科学基金 (40974062, 41174083) 和地震行业重大专项 (200908029) 联合资助。

工程“中国地壳运动观测网络项目组”(2008)。

1983、1987 和 1997 年中国地震局曾对汶川地震破裂带中段的茂县—北川—绵竹水准路线进行过 3 期一等水准测量；国家测绘局在 1983 年和 1986 年对位于破裂带北段的北川—桂溪、桂溪—绵阳、桂溪—平武和平武—青川水准路线进行过二等水准测量。汶川地震后，中国地震局第一监测中心和第二监测中心分别于 2008 年 9 月和 2010 年 3 月对绵竹—北川、江油—桂溪两条水准路线进行了 2 期一等水准复测，并分别对桂溪—平武段和平武—青川段进行 2 期一等水准复测，在 2009 年 5 月和 2010 年 3 月对茂县—北川水准路线进行 2 期一等复测。由于唐家山堰塞湖的阻挡，震后复测的茂县—北川水准路线和平武—绵竹的长水准路线没有连接起来，从而成为一条孤立的水准路线。

利用水准数据估计同震垂直位移，一般先计算震前各水准点相对于基准点的高程，再计算震后复测的水准点相对于震前同一基准点的高程，两期的高程之差即为同震垂直位移。但这种做法存在 2 个方面的不足：(1) 如果水准路线过长，系统误差就会累积较大，给观测值带来更大的偏差，不能够真实反映各水准点的同震垂直位移；(2) 地震发生后，震前连续的水准路线可能会被破坏，从而出现多个基准的问题，如茂县—北川水准路线。本文从相邻水准点之间的高差出发，以相邻水准点在地震前后高差变化为观测值，因此不再受水准基准点和路线长度的限制，有效解决了汶川地震后水准观测资料中存在多个基准的问题，能够更好地反映地震导致的地表垂直位移变化。表 1 列出了相邻水准点的高差变化。

汶川地震同震引起的相邻水准点高差变化的观测误差为

$$\sigma_L = \sqrt{L \cdot (\sigma_{\text{pre}}^2 + \sigma_{\text{post}}^2)}. \quad (1)$$

式中， $L$  为相邻水准点之间的距离， $\sigma_{\text{pre}}$  为震前水准测量每公里中误差， $\sigma_{\text{post}}$  为震后水准测量每公里中误差。根据国家精密水准测量规范，一等水准测量每公里全中误差为 1 mm，二等水准测量每公里全中误差为 2 mm。茂县—北川段水准路线震前和震后都是一等水准测量，平武—绵竹和青川—

平武水准路线震前是二等、震后是一等水准测量，将相应的每公里全中误差和水准路线长度代入 (1) 式就可得到相邻水准点高差变化的观测误差。

需要注意的是表 1 中的高差变化并非完全由汶川地震引起，还包括震前长期地壳形变影响以及震后滑移影响。通过分析茂县—北川—绵竹水准路线震前的 3 期观测数据，得出龙门山逆冲带与四川盆地之间的长期抬升速率大约为 1.5 mm/a，因此 1983 ~ 2008 年期间震前形变不会超过 38 mm，若相邻两个水准点之间的距离为 5 km，则两水准点间的震前垂直形变为 7.6 mm，不会对同震位移造成影响；根据北川—绵竹以及桂溪—江油在 2008 年 9 月和 2010 年 3 月的 2 期复测结果，在这一年半的时间内，位于破裂带中段的相邻水准点高差形变量最大不超过 20 mm，由此推测位于破裂带北段的白白线（平武—青川）同震垂向位移不会受震后形变较大的影响。

## 2 断层几何模型反演

根据余震序列的重新定位（黄媛等，2008）和地表破裂带分布特征（徐锡伟等，2008），本文建立了一个长度为 300 km 的映秀—北川主断层模型和 80 km 的灌县—江油辅助断层模型。主破裂模型中，北川以南（称为北川断裂）的破裂带为铲状模型，北川至青川的破裂带（称为青川断裂）为矩形断层。由于在灌县—江油断裂（称为灌县断裂）与北川断裂之间缺乏观测约束，反演确定灌县—江油破裂断层的全部几何参数和滑移参数存在一定困难。地质考察表明灌县—江油破裂带为纯逆冲断层型破裂，故先验设定该断层起始于 (31.62°N, 104.37°E)（许才军等，2009），走向为 224°，倾角为 35°（徐锡伟等，2008）。

北川断裂的铲状断层意为断层的倾角随深度逐渐变缓，断层面成凹面向上的弯曲，其剖面似铲形。断层倾角的表达式采用 Wang 等（2009）的指数表达形式

$$\delta = \delta_0 \times (1 - \exp(-C/h)). \quad (2)$$

其中， $\delta$  为断层的倾角， $\delta_0$  为断层在地表的倾角， $C$  为常数用来调节断层面的曲率， $h$  为断层深度。

表 1 相邻水准点高差的同震形变

Tab. 1 Co-seismic deformation displacements of height difference between two adjacent benchmarks

测段	高差变化/m	施测时间/年	测段	高差变化/m	施测时间/年	
平武至青川	白白3—白白7	0.064 8	1984 ~ 2010	北云1—北灌6	-4.913 5	1983 ~ 1986 ~ 2008
	白白7—白白9	-0.031 1	1984 ~ 2010	北灌6—北灌8	0.040 5	1997 ~ 2008
	白白9—白白10	0.050	1984 ~ 2010	北灌8—北灌11	0.001 1	1997 ~ 2008
	白白10—白白11	0.046 1	1984 ~ 2010	北灌11—北灌15	0.072 7	1997 ~ 2008
	白白11—白白17	-0.026 6	1984 ~ 2010	北灌15—北灌17	-0.005 5	1997 ~ 2008
	白白17—白白18	0.028 5	1984 ~ 2010	北灌17—北灌18	-0.009 5	1997 ~ 2008
	白白18—白白19	0.123 5	1984 ~ 2010	北灌18—北灌20	0.102 8	1997 ~ 2008
	白白19—白白20	0.045 1	1984 ~ 2010	白云20—云绵3	0.077 0	1983 ~ 2008
平武至南坝至桂溪	平白2—平白3	-0.025 7	1983 ~ 2008	云绵3—云绵8	0.345 8	1983 ~ 2008
	平白3—平白5	-0.018 1	1983 ~ 2008	云绵8—云绵9	0.012 9	1983 ~ 2008
	平白5—平白6	-0.064 2	1983 ~ 2008	桂云绵9—云绵11	0.101 3	1983 ~ 2008
	平白6—平白7	0.039 7	1983 ~ 2008	溪云绵11—云绵12	-0.000 3	1983 ~ 2008
	平白7—白云1	0.023 3	1983 ~ 2008	至茂北4—茂北5	0.057 85	1997 ~ 2009
	白云1—白云3	-0.008 5	1983 ~ 2008	江茂北5—茂北6	0.007 34	1997 ~ 2009
	白云3—白云5	0.123 1	1983 ~ 2008	油茂北6—茂北7	-0.003 79	1997 ~ 2009
	白云5—白云11	0.933 4	1983 ~ 2008	茂北7—茂北11	0.030 77	1997 ~ 2009
	白云11—白云14	-1.380 7	1983 ~ 2008	茂北11—茂北12	0.047 68	1997 ~ 2009
	白云14—白云15	0.098 9	1983 ~ 2008	茂茂北12—茂北13	0.022 39	1997 ~ 2009
	白云15—白云16	-0.0237	1983 ~ 2008	茂茂北13—茂北16	-0.106 5	1997 ~ 2009
	白云16—白云17	-0.090 3	1983 ~ 2008	至茂北16—茂北17	0.013 85	1997 ~ 2009
	白云17—白云20	-0.188 7	1983 ~ 2008	北茂北17—茂北21	0.610 22	1997 ~ 2009
	白云20—北云7	-0.038 1	1983 ~ 2008	川茂北21—茂北23	0.630 7	1997 ~ 2009
	北云7—北云3	0.115 6	1983 ~ 2008	茂北23—茂北24	0.216 4	1997 ~ 2009
	北云3—北云1	5.215 4	1983 ~ 2008			

本文确定铲形断层的方法如下：将断层沿深度方向平均分成  $n$  份，每个子断层的倾角为该段层中部对应的倾角。

根据 Okada（1985）半无限空间弹性位错模型，矩形断层面上发生的位错所引起地表位移是断层深度  $h$ 、倾角  $\delta$  以及断层面上的错动量（走滑和倾滑）的函数，因此可建立如下函数模型：

$$v_i^k = \sum_{j=1}^m f(s_j, d_j, h_j, \delta_j) - y_i^k.$$

(3)

其中， $i$  表示观测数据的个数， $m$  表示子断层数目， $k$  表示观测数据的类型，即 GPS 同震水平位移（东西向和南北向两个分量）和垂直位移，以及水准测量得到的相邻测站高差的同震形变。 $f$  为 Okada 的解析表达式， $s_j$  和  $d_j$  为子断层面  $j$  上的走滑量和倾滑量， $y$  表示观测值， $v$  为残差。

由（2）式和（3）式可以看出，未知参数包括各子断层面的走滑量  $s$  和倾滑量  $d$ 、铲形断层在地表的倾角  $\delta_0$ 、常数  $C$  及深度  $h$  和青川断裂倾角及深度。由于  $f$  与  $s$ 、 $d$  是线性关系，而与其他参数是非线性关系。为简化计算，只利用最小二乘原理平差求出走滑和倾滑参量及其中误差，而用搜索的方法确定其他待估参数。从搜索结果中选择具有最小拟合后残差平方和  $\chi^2$  的未知参数作为最佳估值，然后通过 F 检验方法（Shen 等，1993，1994），确定其 90% 的置信区间。

将（3）式线性化可得

$$y = Gx + e \quad e \sim N(0, D_x).$$

(4)

其中， $G$  为设计矩阵， $x$  为各子断层面的走滑参量和倾滑参量， $e$  为误差向量， $D_x$  为观测值的方差矩阵。

为了避免地表观测到的同震形变数据在空间上分布不均匀,对相邻的两个子断层 $j$ 和 $j+1$ 施加以下约束:

$$x_j - x_{j+1} = Bx = 0 + \delta x \quad \delta x \sim N(0, C_x). \quad (5)$$

其中,  $B$  为约束矩阵,  $\delta x$  为误差向量, 对角矩阵  $C_x$  为模型约束。当  $C_x = 0$  时, 各子断层上的滑动量严格遵循连续性条件; 当  $C_x$  无穷大时, 各子断层上的滑动量是不相关的。可通过  $C_x$  来调节相邻断层面上滑动量的连续性。

联合 (4)、(5) 两式, 利用最小二乘原理可得:

$$\hat{x} = (G^T D_x^{-1} G + B^T C_x^{-1} B)^{-1} G^T D_x^{-1} y, \quad (6)$$

解的分辨率可表示为

$$R = (G^T D_x^{-1} G + B^T C_x^{-1} B)^{-1} G^T D_x^{-1} G. \quad (7)$$

本文采用  $R$  的对角线元素之和作为定量判断子断面上的滑动量与邻近子断层错动量平滑程度的指标(王阎昭等, 2008; 万永革等, 2008)。该指标值越大, 对解的分辨率越清楚, 验后方差也越小, 但解的稳定性较差; 该值越小(即较紧的模型约束), 虽然模型稳定性较好(分辨率低), 但验后方差较大。

利用不同精度约束水平滑移的先验值, 将反

演结果分辨率(resolution)和验后方差绘成一条折中曲线(图1)。由图可见, 较紧的模型约束虽然模型稳定性较好(分辨率较低), 但验后方差较大; 较低的模型约束虽然具有较小的验后方差和较高的模型分辨率, 但解的稳定性较差。根据万永革等(2008)采用的方法, 综合考虑这条折中曲线, 模型约束采用0.41最为合适。

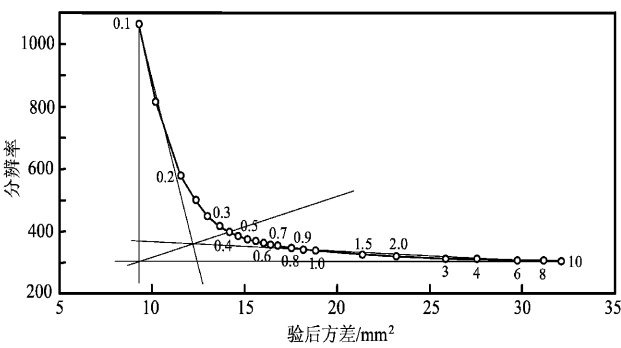


图1 模型分辨率和验后方差的折中曲线  
Fig. 1 Trade-off curve between model resolution and posterior variance

模型结果表明北川断裂长度为180 km, 在地表的倾角 $\delta_0$ 为 $62^\circ$ , 深度为18 km, 常数 $C$ 为8, 共分为90 ( $15 \times 6$ ) 个子块; 青川断裂长度为120 km, 倾角为 $58^\circ$ , 深度为17 km, 分为60 ( $10 \times 6$ ) 个子块, 灌县断裂长度和深度分别为80 km和14.3 km(表2)。

表2 汶川地震断层模型参数

Tab. 2 Fault model parameters of Wenchuan M8.0 earthquake

断层名称	起始位置/(°)		终点位置/(°)		深度/km		倾角/(°)		地震矩 ( $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ )
	$\varphi_N$	$\lambda_E$	$\varphi_N$	$\lambda_E$	估值	置信区间*	估值	置信区间*	
北川断裂	30.75	103.38	31.98	104.61	18	15~21	62	60~65	5.43
青川断裂	31.98	104.61	32.76	105.49	17	16~19	58	55~60	1.56
灌县断裂	31.62	104.37	31.10	103.79	14.3	13.1~16.5	35**	—	0.63

注: \* 置信水平90%; \*\* 先验约束。

图2和图3分别给出了GPS测站同震位移和相邻水准点高差形变的模型结果。表2和图4分别是反演得到的断层几何结构及滑动分布。图5所示是每个子断层块上滑动量值及一倍中误差。最终反演的整个断层模型中, 断层南部以逆冲为主, 北部走滑分量逐渐增加。北川断裂滑动量较大, 最大错动量达到7.6 m, 对应破坏最严重的北川地

区, 其次是映秀和清平, 错动量为5.6 m和5.3 m。青川断裂最大滑动量为3.0 m, 对应南坝地区。灌县断裂逆冲量为1.1 m。模型结果表明, GPS观测数据拟合后的 $\chi^2$ 为0.31  $\text{m}^2$ , 水准数据拟合后的 $\chi^2$ 为0.33  $\text{m}^2$ 。从图2和图3中可以看出, 模型结果和观测数据符合较好, 说明断层模型较好的显示了汶川地震同震断层几何结构。

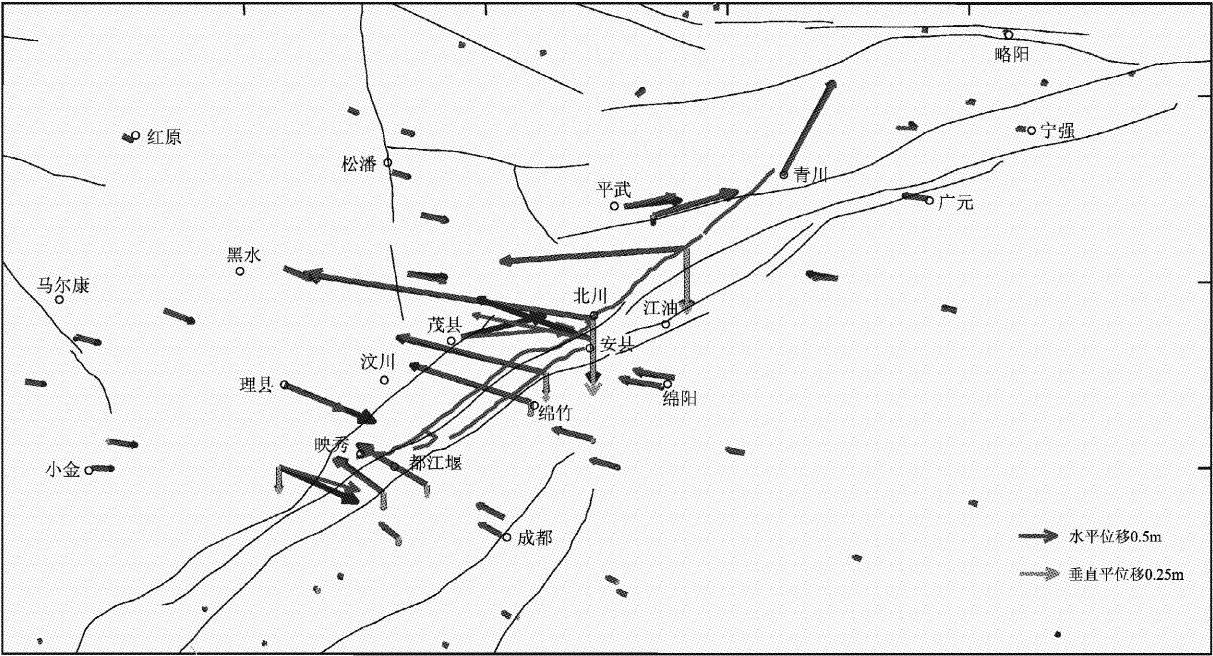


图 2 GPS 同震位移的观测结果和模型结果  
(红线为地表破裂迹线，蓝色箭头为 GPS 测站的同震水平和垂直位移的观测结果，  
洋红和青色箭头分别为水平和垂直位移的模型结果)

Fig. 2 Co-seismic displacements observed by GPS and inverted through model  
(red curve is the trace of the surface rupture; blue arrows are the co-seismic horizontal and vertical displacements  
observed by GPS; magenta and cyan arrows are the horizontal and vertical displacements inverted through model)

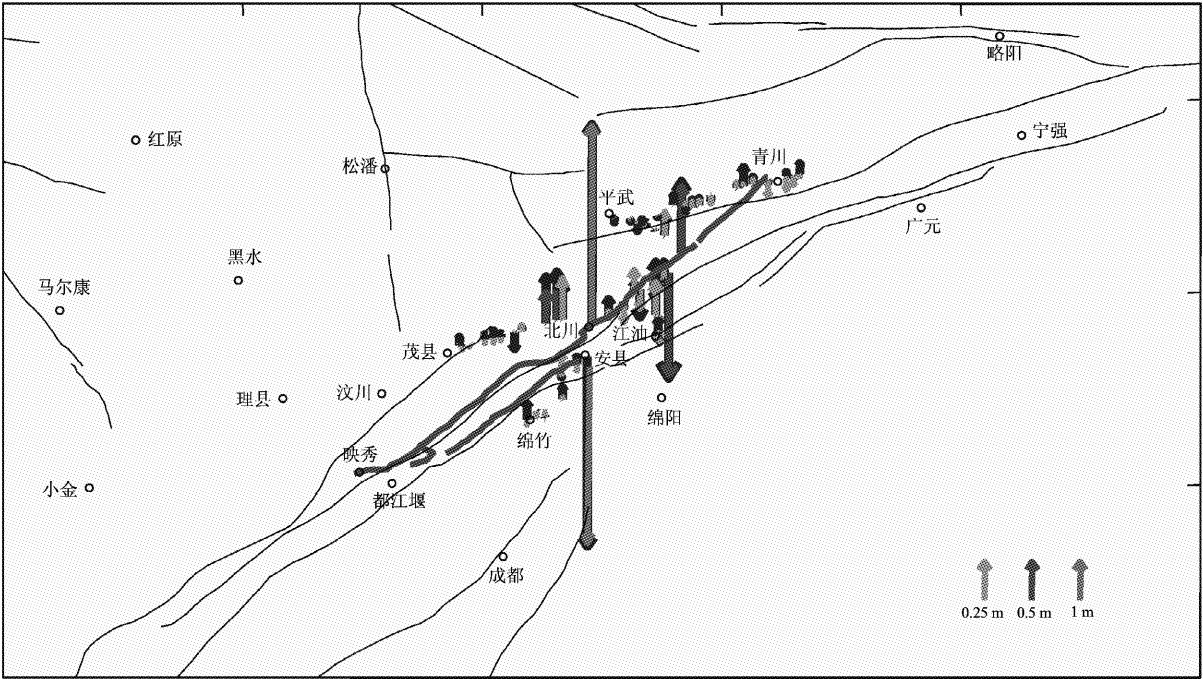


图 3 相邻水准点高差变化形变的观测结果和模型结果  
(蓝色箭头表示相邻水准点高差变化的观测结果，绿色、洋红和青色箭头表示模型结果)

Fig. 3 Deformation of height difference between two adjacent benchmarks observed by GPS and inverted  
through model (blue arrows are deformation of height difference of two adjacent benchmarks observed by GPS;  
green, magenta and cyan arrows are the deformation inverted through model)

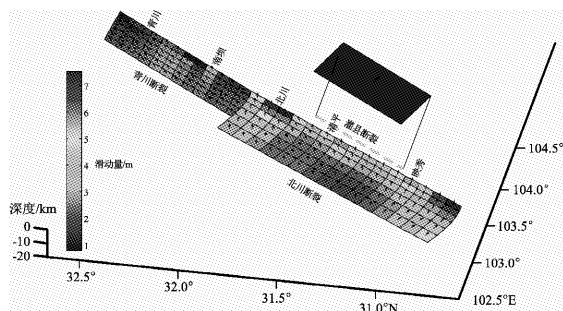


图4 破裂断层的同震滑动分布

Fig. 4 Co-seismic slip distribution of rupture fault

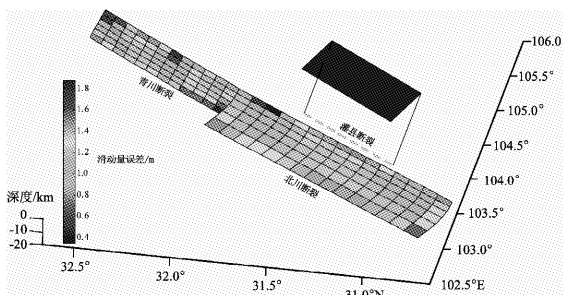


图5 破裂断层同震滑动量的中误差

Fig. 5 Errors of co-seismic slips of rupture fault

### 3 结论与讨论

本文通过反演 2008 年汶川地震前后的 GPS 观测资料和 1983 ~ 2010 年的精密水准观测资料得到的汶川地震同震断层模型结构比较复杂, 由北川断裂、青川断裂和灌县断裂组成。其中, 北川断裂是一个铲形断层, 长度为 180 km, 地表倾角为  $62^\circ$ , 随指数函数形式逐渐变缓, 深度 18 km, 断层面滑动以逆冲为主; 青川断裂长为 120 km, 倾角为  $58^\circ$ , 断层面上走滑分量由南向北逐渐增加; 灌县—江油断裂为纯逆冲断层, 倾角  $35^\circ$ , 长度为 80 km, 与徐锡伟等 (2008) 调查的地表破裂长度 72 km 相近。整个断层模型中最大错动量达到 7.6 m, 对应破坏最严重的北川地区。反演结果揭示汶川  $M_s 8.0$  地震的性质主要是逆冲兼右旋走滑, 在破裂带南段断层面的滑动角接近  $90^\circ$ , 错动以逆冲为主, 特别是在发震断层的起始段逆冲分量明显大于走滑分量; 北川断裂的滑动量明显大于青

川断裂的滑动量; 在北川附近, 断面上的滑动量最大达到 7.6 m, 导致该地区破坏最严重; 北川以北的断层面上走滑分量逐步加大, 右旋走滑成为断层破裂的主要特征; 地表的错动量基本上都大于断层深部的结果与王卫民等 (2008), 陈运泰等 (2008), 张希等 (2009), 王敏 (2009), Shen 等 (2009), 许才军等 (2009) 的研究结果一致。从图 4 可以看出, 断层深度在 18 km, 与黄媛等 (2008) 采用双差算法重新定位余震的深度一致。从图 4 还可看出, 北川断裂深部 15 ~ 18 km 范围内的滑动量为 2 ~ 4 m, 这与 Wang 等 (2011) 得出的结论一致。由于部分水准资料是在震后 1 ~ 2 年进行观测所得, 所以北川断裂深部较高的滑动量包含了震后形变的因素, 但大部分应是同震滑动。断层深部同震滑动特征和北川断裂的铲形结构可能为龙门山地区隆升是由于地壳缩短造成 (Wang *et al.*, 2011)。

若取地壳介质的平均剪切模量为  $3.0 \times 10^{10}$  Pa, 则反演得到汶川地震释放的标量地震矩为  $7.62 \times 10^{20}$  N · m, 得到相应的矩震级为  $M_w 7.9$ , 与美国地质调查局<sup>①</sup>和美国哈佛大学<sup>②</sup>给出的震级一致。

### 参考文献:

- 陈运泰, 许力生, 张勇, 等. 2008. 2008 年 5 月 12 日汶川特大地震震源特性分析报告 [R]. <http://www.csi.ac.cn/sichuan/chenyuntai.pdf>.
- 国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络项目组”. 2008. GPS 测定的 2008 年汶川  $M_s 8.0$  级地震的同震位移场 [J]. 中国科学 (D 辑: 地球科学), 38(10): 1 195 - 1 206.
- 黄媛, 吴建平, 张天中, 等. 2008. 汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究 [J]. 中国科学 (D 辑: 地球科学), 38(10): 1 242 - 1 249.
- 万永革, 沈正康, 王敏, 等. 2008. 根据 GPS 和 INSAR 数据反演 2001 年昆仑山口西地震同震破裂分布 [J]. 地球物理学报, 51(4): 1 074 - 1 084.
- 王敏. 2009. 基于 GPS 同震位移场约束反演 2008 年 5 · 12 汶川大地震破裂空间分布 [J]. 地球物理学报, 52(10): 2 519 - 2 526.
- 王卫民, 赵连锋, 李娟, 等. 2008. 四川汶川 8.0 级地震震源过程 [J]. 地球物理学报, 51(5): 1 403 - 1 410.
- 王阂昭, 王恩宁, 沈正康, 等. 2008. 基于 GPS 资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率 [J]. 中国科学 (D 辑: 地球科学), 38(5): 582 - 597.

① <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2008/us2008ryan>.

② <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.

徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等. 2008. 汶川  $M_s 8.0$  地震地表破裂带及其发震构造[J]. 地震地质, 30(3): 597–629.

许才军, 刘洋, 温扬茂. 2009. 利用 GPS 资料反演汶川  $M_w 7.9$  地震滑动分布[J]. 测绘学报, 38(3): 195–201.

张希, 崔笃信, 蒋锋云. 2009. 基于 GPS 观测的汶川地震参数反演与库仑应力变化分析[J]. 地震研究, 32(4): 351–356.

Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space[J]. BSSA, 75(4): 1 135–1 154.

Shen Z K, Jackson D D, Feng Y J, *et al.* 1994. Postseismic deformation following the Landers earthquake California, 28 June 1992 [J]. BSSA, 84(3): 780–791.

Shen Z K, Sun J B, Zhang P Z, *et al.* 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake[J]. Nature Geoscience, 2: 718–724.

Shen Z K, Jackson D. 1993. GPS reoccupation of early triangulation sites: tectonic deformation of the Southern Coast Ranges[J]. J G R, 98 (B6): 9 931–9 946.

Wang Q L, Cui D X, Zhang X, *et al.* 2009. Coseismic vertical deformation of the  $M_s 8.0$  Wenchuan earthquake from repeated levelings and its constraint on listric fault geometry [J]. Earthq Sci, 22 (6): 595–602.

Wang Q, Qiao X, Lan Q, *et al.* 2011. Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan [J]. Nature Geoscience, (4): 634–640.

# Co-seismic Rupture Model of Wenchuan $M8.0$ Earthquake in 2008 Inversed from GPS and Precise Leveling Observation Data

HAO Ming<sup>1,2</sup>, WANG Qing-liang<sup>2</sup>, CUI Du-xin<sup>2</sup>, LI Yu-hang<sup>1,2</sup>

(1. State Key laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, CEA, Beijing 10029, China)

(2. Second Crustal Deformation Monitoring Center, CEA, Xi'an 710054, Shannxi, China)

## Abstract

Basing on the GPS and precise leveling observation data before and after Wenchuan  $M8.0$  earthquake in 2008, we got its co-seismic displacements fields. Combining the field geological investigation, we inversed the geometric model of co-seismic fault and slip distribution on the fault plane. The inversion results show that Beichuan-Yingxiu fault is a listric fault with a length of 180 km, the dip on the ground is  $62^\circ$  and decreases gradually in exponential function along with the depth increase. The depth of the fault is 18 km and the slip on the fault plane is mainly the thrust motion. The length and dip of Qingchuan fault is 120 km and  $58^\circ$  respectively, and the strike-slip component increases gradually along the strike from south to north. The Guanxian-Jiangyou fault is a thrust fault with the length of 80km and the dip of  $35^\circ$ . The maximum slip of the fault model is 7.6 m, which is corresponding to Beichuan area in most severe damage. The seismic moment releasing of Wenchuan  $M8.0$  earthquake is estimated to be  $7.62 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ , and its corresponding moment magnitude is  $M_w 7.9$ . The geometric model of co-seismic fault is well fit for GPS and precise leveling observation data.

**Key words:** Wenchuan  $M8.0$  earthquake; GPS; precise leveling; co-seismic displacement; finite fault source model; slip distribution