科学通报 2010 年 第 55 卷 第 17 期：1702 ~ 1709
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

汶川地震破裂近场震后变形观测及其意义

何宏林, 魏占玉, 石峰, 孙浩越

中国地震局地质研究所, 国家地震活动断层研究中心, 北京 100029
E-mail: honglinhe123@vip.sina.com

2009-12-10 收稿, 2010-03-17 接受
国家自然科学基金(40841019, 40872128)和中国地震局汶川 8.0 级地震应急科学考察项目资助

摘要 汶川地震破裂带上的近场震后变形, 是一种震后的蠕滑行为, 而且大部分表现为与同震滑移的方向相反. 地震断层的活动通常划分成震前、同震、震后和震间 4 个阶段, 反映了一次地震从孕育、发生到结束的整个演化过程, 而不同活动阶段的变形特征反映出不同的应力状态和力学性质. 汶川地震沿龙门山断裂带形成了两条长分别为 250 和 72 km 的地表破裂带. 为了了解汶川地震地表破裂带的震后变形特征, 对中央主破裂带上人为破坏较轻的断层崖或断层挠曲崖进行反复测量, 结果显示在 19 个观测点中, 13 个观测点(68%)的断层崖或断层挠曲崖的高度(垂直同震位移)震后降低回落, 平均降低了 9.7%; 5 个观测点(26%)没有发生变化; 1 个观测点(6%)的在震后继续抬升, 抬升了 12.8%, 而且该观测点位于中央主破裂带的南西端部. 尽管这种变化中存在着上冲断层盘虚假抬升后压实回落的影响, 但主要是沿汶川地震破裂带发生的震后滑移造成的, 而且大部分震后滑移(68%)与同震滑移的方向相反. 除破裂端部存在同震位移亏损, 弹性能释放不完全外, 其他部位同震位移要么与震间累积达到平衡, 要么过冲产生能量亏损, 揭示了汶川地震的能量可能基本释放完全, 发生 7 级以上强余震的可能性不大. 此外, 这种震后变形特征还告诉我们, 在进行活动断层构造地貌研究时, 特别是通过断层崖高度(或其他水平位错量)判断断层运动速率和估计古地震事件大小时, 除侵蚀作用产生的误差外, 还需要考虑 10%左右来自震后滑移的系统误差.

关键词
汶川地震
震后变形
断层崖和断层挠曲崖
能量残留和亏损

在一个完整的地震周期中, 断层的活动通常被划分为震间变形、震前变形、同震变形和震后变形等 4 个阶段, 反映了一次地震的孕育、发生和结束的整个演化过程, 而不同活动阶段的变形特征反映出断层不同的应力状态和力学性质[1,2]. 因此, 对活动断层不同阶段变形的观测和研究对于我们认识地震的破裂过程, 对于地震的预测预报, 对于抗震减灾都具有十分重要的理论意义和应用价值. 震后变形是地震活动周期中的一个重要的阶段. 自 1992 年美国 Landers *M*7.3 级地震以来, 大量的文献报道了地震的震后变形, 如, 1992 年美国 Landers *M*7.3 级地震[3]、1999 年台湾集集地震[4]、2003 年 Altai M_w 7.2 地震[5]、2004 年 Sumatra-Andaman 地震[6,7]、2005 年 Nias M_w 8.7 地震[8]等等. 尤其是对美国 1992 年 Landers *M*7.3 级和 1999 年 *M* 7.1 Hector Mine 地震的观测和研究[9], 总结出震后变形包括了地震破裂的震后滑移[10]、来自上地壳孔隙压变化的弹性回弹[11]和来自上地幔黏性流和下地壳的脆性蠕变的震后驰豫, 并对震后驰豫现象的力学机制和流变学性质进行了讨论[3,12~16]. 但是, 迄今为止所有的这些研究都是基于 GPS 和 InSAR

英文版见: He H L, Wei Z Y, Shi F, et al. Near-field post-seismic deformation along the rupture of 2008 Wenchuan earthquake and its implications. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10/1007/s11434-010-3259-4

技术在近、远场等宏观尺度上的观测和研究，少有沿破裂带震后变形的直接观测. 2008 年 5 月 12 日在四川省阿坝藏族羌族自治州汶川县(震中：31.0°N, 103.4°E)发生的 M_s8 级地震为我们提供了一个沿破裂带直接观测震后变形的机会.

汶川地震是迄今世界上仪器记录到的最大的板内地震，矩震级为 M_w7.9[17]或 M_w8.3[18]，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，影响了大半个中国. 震后中国地震局地震应急科考队对汶川地震地表破裂带进行全面考察，查明汶川地震在地表形成两条地表破裂带，主破裂沿龙门山中央断裂(北川-映秀断裂)发育，长约 250 km，次级破裂沿龙门山前山断裂(彭县-灌县断裂)发育，长约 70 km(图 1). 获得的大量同震变形数据显示中央主破裂带以北西盘上冲为主兼有右旋水平分量，而前山次级破裂为北西盘上冲的纯逆冲断层[19,20]. 为考察沿破裂带的震后变形状态，我们沿中央主破裂选择部分人为干扰较少的破裂点进行多次测量，获得了一些初步结果和认识.

1 观测方法和观测结果

1.1 观测方法

汶川地震产生的破裂形式最多的是断层崖和断层挠曲崖. 沿破裂带我们选择人为干扰较少的断层崖或断层挠曲崖，在同一地点、沿同一方向横跨被选定断层崖或断层挠曲崖的测线，用全站仪进行了反复测量，一般两次测量的时间跨度半年以上，然后对比前后两次的测量结果. 图 2 展示了部分观测点的断层崖在前后两次测量时的景观. 全站仪是电子测角、电子测距、电子计算和数据存储单元等组成的三维测量系统. 它属于传统测量手段中自动化程度较高的电子测量设备，能达到极高的角度和距离测量精度(测角精度 1″，测距精度 2 mm)，完全满足本研究的精度要求. 除了选择人为干扰较少的断层崖或断层挠曲崖外，我们还用大于断层崖或断层挠曲崖影响

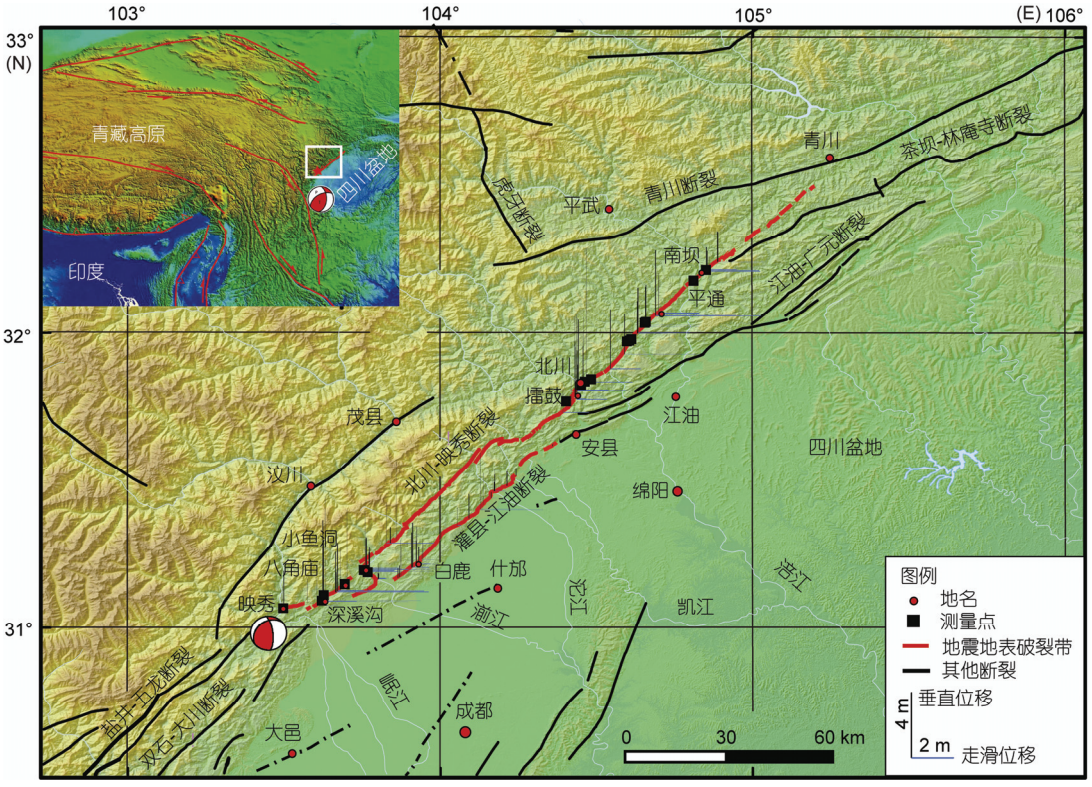


图 1　汶川地震地表破裂与震后滑移观测点位置

粗实线表示地表破裂带，破裂带上的细线段代表同震位移量：黑色竖线代表垂直位移/蓝色横线代表水平位移，资料来源于文献[19~21]；黑色线为其他活动断层，资料来源于文献[22]；黑色方块指示震后变形观测点位置；主震震源机制解来自中国地震台网中心(CDSN). 左上插图指示汶川地震构造背景



图 2 映秀(a)、罗原坝(b)和沙坝探槽(c)三个观测点在前(左)、后(右)两次测量时的断层崖景观

宽度 2~3 倍的长测线来避免这种来自于人为干扰造成的误差. 同时, 两次测量之间的时间跨度在 6 个月以上, 也会消除掉部分因偶尔因素造成的误差.

1.2 观测结果

被选定的 19 个断层崖或断层挠曲崖全部位于中央主破裂带上. 观测点位置见图 1, 测量结果见图 3 和表 1. 对比两次观测结果我们可以看出, 在总共 19 个测量点中, 13 个点的断层崖或断层挠曲崖的高度在震后出现了降低, 平均降低了 9.7%; 5 个点几乎没有发生变化; 1 个点在震后继续抬升, 抬升了 12.8%. 所占比例分别是 68%, 26%和 6%. 也就是说, 除了位于中央破裂带南西端部的观测点映秀出现断层崖抬升了 12.8%外, 其他所有观测点的断层崖或断层挠曲

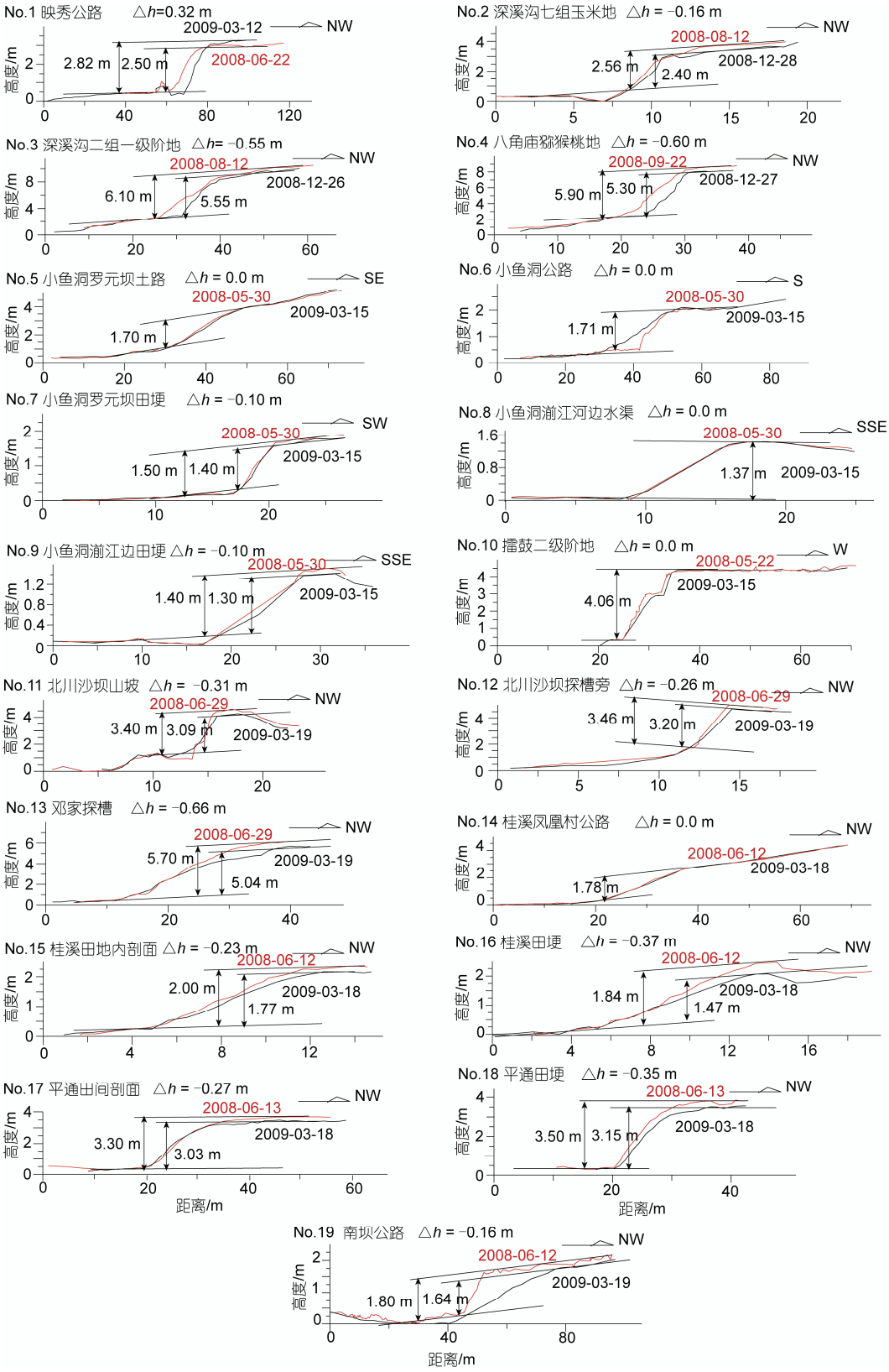


图 3　汶川地震破裂带上断层崖或断层挠曲崖实测地形剖面

红线为第一次测量，黑线为第二次测量

表 1 沿地震破裂带断层崖或断层挠曲崖横剖面测量结果

观测点			测量日期		测量结果/m		变化量 a)/m	变化比(%)
地名和地貌属性	经度(°E)	纬度(°N)	第一次	第二次	第一次	第二次		
映秀水泥路面坎	103.4890	31.0607	2008-06-22	2009-03-12	2.50	2.82	0.32	12.80
深溪沟七组玉米地	103.6158	31.0899	2008-08-12	2008-12-28	2.56	2.40	–0.16	–6.25
深溪沟二组一级阶地	103.6223	31.1047	2008-08-12	2008-12-26	6.10	5.50	–0.55	–9.02
八角庙猕猴桃地	103.6919	31.1456	2008-09-22	2008-12-27	5.90	5.30	–0.60	–10.17
小鱼洞罗元坝土路	103.7536	31.1952	2008-05-30	2009-03-15	1.70	1.70	0.00	0.00
小鱼洞公路	103.7545	31.1941	2008-05-30	2009-03-15	1.71	1.71	0.00	0.00
小鱼洞罗元坝田埂	103.7545	31.1945	2008-05-30	2009-03-15	1.50	1.40	–0.10	–6.67
小鱼洞湔江河边水渠	103.7625	31.1886	2008-05-30	2009-03-15	1.37	1.37	0.00	0.00
小鱼洞湔江河边田埂	103.7636	31.1883	2008-05-30	2009-03-15	1.40	1.30	–0.10	–7.14
擂鼓二级阶地	104.4205	31.7815	2008-05-25	2009-03-16	4.06	4.06	0.00	0.00
北川沙坝山坡	104.4689	31.8387	2008-06-29	2009-03-19	3.40	3.09	–0.31	–9.12
北川沙坝探槽	104.4704	31.8397	2008-06-29	2009-03-19	3.46	3.20	–0.26	–7.51
北川邓家	104.5035	31.8609	2008-12-02	2009-03-19	5.70	5.04	–0.66	–11.58
桂溪凤凰村公路	104.6216	31.9956	2008-06-12	2009-03-18	1.78	1.78	0.00	0.00
桂溪田内剖面	104.6222	31.9958	2008-06-12	2009-03-18	2.00	1.77	–0.23	–11.50
桂溪田埂	104.6222	31.9958	2008-06-12	2009-03-18	1.84	1.47	–0.37	–20.11
平通田间剖面	104.6782	32.0555	2008-06-13	2009-03-18	3.30	3.03	–0.27	–8.18
平通田埂	104.6790	32.0559	2008-06-13	2009-03-18	3.50	3.15	–0.35	–10.00
南坝公路	104.8407	32.2035	2008-06-12	2009-03-19	1.80	1.64	–0.16	–8.89

a) 正值表示增加

崖高度(同震垂直位移)保持不变或出现降低.

2 讨论

由于断层崖或断层挠曲崖在地震中的快速上冲, 使其上覆的第四纪堆积发生上抛并导致部分虚假抬升, 地震后由于重力和雨水的作用导致断层崖上松散堆积的压实回落. 但是, 这种压实回落大多只发生在断层崖(或断层挠曲崖)附近较狭窄的局部区域, 图 3 中观测点 6, 10 和 19 所显示的局限于断层崖(或断层挠曲崖)附近的降低就是这样一种压实回落. 而且, 观测点附近的探槽研究表明[23], 除个别观测点(如映秀和擂鼓)外, 多数测量点的第四纪堆积物的厚度较小, 通常 1~3 m, 重力和雨水作用导致的断层崖上松散堆积的压实不足以产生超过 9%的回落量. 而对于地震产生的断层崖或断层挠曲崖高度保持不变或持续升高, 就无法用这种重力和雨水作用的压实回落模型解释. 因此, 我们所观测到的断层崖或断层挠曲崖的高度变化, 主要是沿汶川地震破裂带发生的震后滑移造成的, 尽管不能排除上冲断层盘虚假抬升后压实回落的影响. 值得注意的是, 我们观察到的震后滑移大部分(68%)的滑动方向与同震滑动的方向相反. 这与过去的认识不同, 过去通常认为震后变形, 无论是震后驰豫还是震后滑移, 其运动方向基本上都是与同震滑动方向一致的[3,12~16], 反映的是地震后残余应变能的继续释放和调整.

地震的简单弹性回跳模型[24,25]显示, 震间长期积累的应变, 地震时沿破裂带瞬间释放, 产生的应变与长期震间积累量相当(图 4(a)). 但这是一个理想状态, 实际上地震时沿破裂带弹性能瞬间释放导致的同震位移不一定与长期震间积累相当. 当前者超出后者地表出现过冲现象时, 产生反向弹性变形和反向弹性能, 出现局部能量亏损, 当该反向弹性能释放时, 会导致同震位移回落, 断层崖或断层挠曲崖降低(图 4(b)); 当前者小于后者时, 说明同震位移量亏损, 不足以完全释放累计弹性能, 出现局部能量过剩, 当残留弹性能继续释放时, 会导致上述断层崖或断层挠曲崖继续升高(图 4(c)).

根据上述解释模型, 我们观测到的破裂带近场震后变形结果告诉我们: 除破裂端部, 汶川地震主中央破裂带上, 断层崖或断层挠曲崖高度(也即地震破裂在该点的垂直同震位移)震后降低或保持不变. 说明同震位移要么与震间积累达到平衡, 要么过冲出现能量亏损. 也就是说本次地震的发震断裂——龙门山中央断裂带上中、北段, 其长期积累的应变能, 除南西端部外基本上都通过汶川地震释放完全, 发生 7 级以上强余震的可能性不大.

地质上产生同震位移过冲和亏损的原因非常复杂, 这里我们仅从断裂力学和岩石摩擦的角度给出

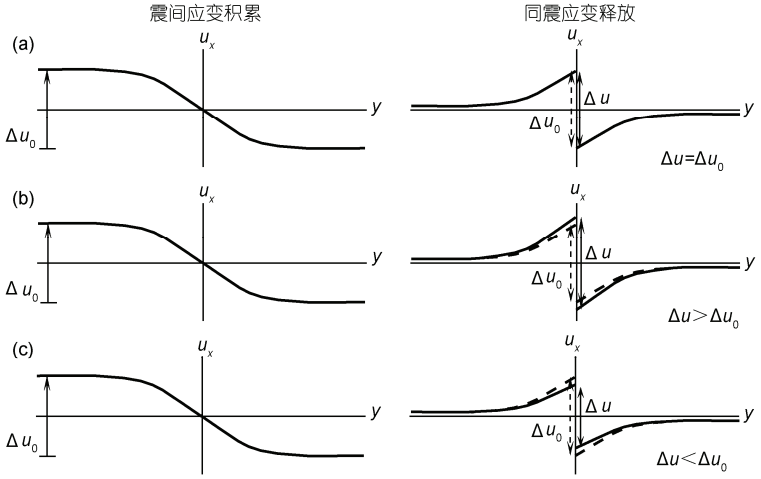


图 4　震后滑移解释模型图

(a) 理想状态, 同震位移与震间滑移积累相等, 震后滑移基本不发生; (b) 同震位移大于震间滑移积累($\Delta u>\Delta u_0$), 出现过冲现象, 发生震后反向滑移; (c) 同震位移小于震间滑移积累($\Delta u<\Delta u_0$), 出现位移亏损, 发生震后正向滑移

一个简单解释. 简单裂纹滑动模型[2]告诉我们, 围岩刚度大小与距裂纹端部的距离成反比, 也即裂纹端部的刚度通常较大.

$$K=\frac{E}{2(1-v^2)l}, \tag{1}$$

其中, K是剪切刚度, E为扬氏模量, v为泊松比, l是距裂纹端部的距离. 简单二维无限弹性介质中不连续面上的滑动的数值模拟结果显示, 裂纹上的滑移量和滑动速率与围岩的刚度相关, 刚度越大滑移量和滑动速率越小[26]. 那么, 在裂纹上的滑动量和滑动速率分布, 端部较小而中间较大. 对于汶川地震, 在中央主破裂南西端部映秀出现的同震位移亏损应该与简单裂纹模型中的端部剪切刚度较大相关.

假定破裂面的摩擦系数为μ, 破裂上盘质量为 m, 破裂面倾角为β, 从深部破裂传递到近地表的弹性能 Ee 全部用来沿破裂面上冲做功, 则沿破裂面上冲的滑动量Δu 为

$$\Delta u=\frac{Ee}{\mu m\mathrm{g}\cos\beta+m\mathrm{g}\sin\beta}. \tag{2}$$

一般情况参数 m, g(重力加速度)和β值为常数, 如果假定从深部破裂传递到近地表的弹性能 Ee 也为常量, 则摩擦系数μ决定了上冲滑移量Δu 的大小. 当μ较小时, 会产生较大的滑移量Δu, 并由于惯性导致过冲现象(图 4(b)); 而当μ较大时, 会产生较小的滑移量 Δu, 出现滑移亏损现象(图 4(c)); 只有当μ处于某一阈值μ_0 时, 产生的滑移量Δu 与震间长期位移积累相当(图 4(a)). 破裂滑动时, 摩擦系数是一个状态函数, 不仅与岩性和地震断层带特征相关, 还与滑动速率、滑动量等密切相关[27~29]. 通常较大的滑动速率和较大的滑移量对应较小的摩擦系数, 反之较小的滑动速率和较小的滑移量对应较大的摩擦系数. 那么, 对于汶川地震, 中央主破裂南西端部的映秀滑动速率和滑移量都相对较小, 应该具有较大的摩擦系数, 这也同样造成了该处的同震位移亏损; 其他观测点大多具有较大滑移量和较高滑移速度, 进一步降低摩擦系数而加大滑移量, 出现过冲现象, 部分具有适当的摩擦系数, 达到了位移平衡. 较高滑动速度还会引起破裂面发热并进一步弱化[30], 而且, 汶川地震地表出露的破裂面大多发育在三叠纪须家河组黑灰色炭质页岩中, 破裂面上形成数毫米厚的灰黑色断层泥[31,32], 岩性上也反映汶川地震破裂面的摩擦强度偏低, 而破裂面的低强度同样会产生较大滑移量甚至过冲.

此外, 简单裂纹模型显示, 裂纹上的剪切作用会造成变形的四象限分布, 滑移的前端挤压隆起而末端拉张沉降. 对于汶川地震这样一个逆冲型构造地震来说, 断层上盘在上冲方向上的滑移前端为自由空间, 没有了来自前端部的阻挡, 因此易于完全释放震间积累的应变能, 甚至产生过冲.

最后, 还有一点值得我们关注: 汶川地震这种震后变形特征告诉我们, 在进行活动断层构造地貌研究时, 特别是通过断层崖高度(或其他水平位错量)判

断断层运动速率和估计古地震事件大小时, 除侵蚀作用产生的误差外, 还需要考虑上述 10%左右来自震后滑移的系统误差.

3 结论

本研究首次在板内活动断裂上观测到了近场震后滑移, 它是一种发生在活动断裂上的蠕滑行为, 而且大部分表现为与同震滑动的方向相反. 汶川地震中央主破裂带上 19 个观测点跨断层崖或断层挠曲崖的测量结果显示, 68%断层崖或断层挠曲崖的高度(垂直同震位移)震后降低了, 平均降低 9.7%; 26%没有发生变化; 6%在震后继续抬升, 抬升了 12.8%, 而且出现继续抬升的观测点位于中央主破裂带的南西端部. 尽管这种变化中存在着上冲断层盘虚假抬升后压实回落的影响, 但主要是沿汶川地震破裂带发生的震后滑移造成的, 而且这种震后滑移可能仅发生在较浅的近地表的上地壳中. 观测结果表明, 除破裂端部存在同震位移亏损, 弹性能释放不完全外, 其他部位同震位移要么与震间累积应变达到平衡, 要么过冲出现能量亏损, 揭示了汶川地震的能量可能基本释放完全, 发生 7 级以上强余震的可能性不大. 此外, 这种震后变形特征还告诉我们, 在进行活动断层构造地貌研究时, 特别是通过断层崖高度(或其他水平位错量)判断断层运动速率和估计古地震事件大小时, 除侵蚀作用产生的误差外, 还需要考虑 10%左右来自震后滑移的系统误差.

致谢 汶川地震科考队的全体队员在野外调查时提供了帮助和有意义的讨论; 何昌荣博士在进行模型建立和解释时给予了热情的帮助; 在成文过程中与沈正康博士和池田安隆博士进行了有益的讨论, 在此一并表示感谢.

参考文献

1 Tse S T, Rice J R. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. J Geophys Res, 1986, 91: 9452—9472
2 Scholz C H. The Mechanics of Earthquake and Faulting. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002
3 Shen Z K, Jackson D D, Feng Y, et al. Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992. Bull Seismol Soc Am, 1994, 84: 780—791
4 Perfettini H, Avouac J P. Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. J Geophys Res, 2004, 109: B02304
5 Barbot S, Hamiel Y, Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 M_w7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology. J Geophys Res, 2008, 113: B03403
6 Gahalaut V K, Jade S, Catherine J K, et al. GPS measurements of postseismic deformation in the Andaman-Nicobar region following the giant 2004 Sumatra-Andaman earthquake. J Geophys Res, 2008, 113: B08401
7 Kayanne H, Ikeda Y, Echigo T, et al. Coseismic and postseismic creep in the Andaman Islands associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. Geophys Res Lett, 2007, 34: L01310
8 Kreemer C, Blewitt G, Maerten F. Co- and postseismic deformation of the 28 March 2005 Nias M_w8.7 earthquake from continuous GPS data. Geophys Res Lett, 2006, 33: L07307
9 Savage J C, Svarc J L. Postseismic relaxation following the 1992 M7.3 Landers and 1999 M7.1 Hector Mine earthquakes, southern California. J Geophys Res, 2009, 114: B01401
10 Perfettini H, Avouac J P. Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers earthquake. J Geophys Res, 2007, 112: B07409
11 Peltzer G, Rosen P, Rogez F, et al. Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. J Geophys Res, 1998, 103: 30131—30145
12 Pollitz F F, Wicks C, Thatcher W. Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake. Science, 2001, 293: 1814—1818
13 Pollitz F F. Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California. Earth Planet Sci Lett, 2003, 215: 89—104
14 Owen S, Anderson G, Agnew D C, et al. Early postseismic deformation from the 16 October 1999 M_w7.1 Hector Mine, California, earthquake as measured by survey-mode GPS. Bull Seismol Soc Am, 2002, 92: 1423—1432
15 Jacobs A, Sandwell D, Fialko Y, et al. The 1999 (M_w7.1) Hector Mine, California, earthquake: Near-field postseismic deformation from ERS interferometry. Bull Seismol Soc Am, 2002, 92: 1433—1442

16 Freed A M, Bürgmann R, Herring T. Far-reaching transient motions after Mojave earthquakes require broad mantle flow beneath a strong crust. Geophys Res Lett, 2007, 34: L19302
17 USGS Earthquake Center. http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/recenteqsww/Quakes/us2008ryan.php, 2008
18 陈运泰. 汶川特大地震的震级和断层长度. 科技导报, 2008, 26: 26—27
19 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等. 汶川 M_s8.0 地震地表破裂带及其发震构造. 地震地质, 2008, 30: 597—629
20 李传友, 魏占玉. 汶川 M_s8.0 地震地表破裂带北端位置的修订. 地震地质, 2009, 31: 1—8
21 冉勇康, 史翔, 王虎, 等. 汶川 M8 地震最大地表同震垂直位移量及其地表变形样式. 科学通报, 2010, 55: 154—162
22 邓起东, 冉勇康, 杨晓平, 等. 中国活动构造图(1∶400 万). 北京: 地震出版社, 2007
23 冉勇康, 陈立春, 陈桂华, 等. 汶川 M_s8.0 地震发震断裂大地震原地重复现象初探. 地震地质, 2008, 30: 630—643
24 Reid H F. The mechanism of earthquake. In: The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission. Vol. 2, Washington DC: Carnegie Institute, 1910. 1—192
25 Thatcher W. The earthquake deformation cycle, recurrence, and the time-predictable model. J Geophys Res, 1984, 89: 5674—5680
26 何昌荣. 断层上的地震成核过程与前兆模拟研究. 中国地震, 2000, 16: 1—13
27 Dieterich J H. Modelling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. J Geophys Res, 1979, 84: 2161—2168
28 Dieterich J H, Kilgore B. Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties. Pure Appl Geophys, 1994, 143: 283—302
29 He C, Wong T F, Beeler N M. Scaling of stress drop with recurrence interval and loading velocity for laboratory-derived fault strength relations. J Geophys Res, 2003, 108: 2037
30 Rice J R. Heating and weakening of faults during earthquake slip. J Geophys Res, 2006, 111: B05311
31 何宏林, 孙昭民, 魏占玉, 等. 汶川 M_s8.0 地震地表破裂带白沙河段破裂及其位移特征. 地震地质, 2008, 30: 658—672
32 王萍, 付碧宏, 张斌, 等. 汶川 8.0 级地震地表破裂带与岩性关系. 地球物理学报, 2009, 52: 131—139