

盛书中, 万永革. 2011. 1992年兰德斯地震震源处应力量值的研究. 地震学报, 33(4): 420-430.
Sheng Shuzhong, Wan Yongge. 2011. A study on stress magnitude in the source region of American 1992 Landers earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 33(4): 420-430.

1992年兰德斯地震震源处应力量值的研究^{*}

盛书中¹⁾ 万永革^{1,2),*}

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国河北三河市燕郊 065201 防灾科技学院

摘要 给出了根据地震前后应力轴偏转、地震应力降和地震前后相对主应力大小, 计算震源处应力量值的方法. 并将该方法运用于兰德斯地震的霍姆斯特德谷断层段, 获得了该子断层 10 km 深度处震前最大、中间和最小主应力的量值分别为 271, 266 MPa 和 259 MPa; 震前断层面上的正应力和剪切应力分别为 265 MPa 和 6.2 MPa; 震后断层面上的正应力和剪切应力分别为 266 MPa 和 1.6 MPa. 研究结果表明, 地震发生后, 正压应力增大, 有利于破裂的终止; 震前剪切应力大于震后剪切应力, 且它们的差基本上与应力降大小相近. 从研究结果可以看出, 虽然地下压应力很大, 但是差应力并不大, 投影到断层面上的剪切应力也较小.

关键词 兰德斯地震 震源机制解 应力场 相对主应力大小 应力量值

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2011.04.002 中图分类号: P315.72⁺7 文献标识码: A

A study on stress magnitude in the source region of American 1992 Landers earthquake

Sheng Shuzhong¹⁾ Wan Yongge^{1,2),*}

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Institute of Disaster Prevention Science and Technology, Yanjiao, Sanhe City,
Hebei Province, 065201 China

Abstract: This study presented a method for estimating stress magnitude in earthquake source region based on rotation of stress axes, seismic stress drop and relative magnitude of principle stresses. We applied this method to the Homestead Valley fault segment of the 1992 Landers earthquake, and obtained the compressive, intermediate and extensional principal stress before the mainshock being 271, 266 MPa and 259 MPa, respectively. The pre-seismic normal and shear stress are 265 MPa and 6.2 MPa, respectively. The post-seismic normal and shear stress are 266 MPa and 1.6 MPa, respectively. The result shows that normal stress increase after the mainshock would have benefited to the rupture termination. The pre-seismic shear stress is higher than that of post-seismic one, and their difference corresponds to the stress drop approximately. The

* 基金项目 国家自然科学基金(41074072, 40874022)、地震行业专项(200808053)、防灾减灾青年科技基金(200901)和中国地震局教师科研基金项目(20100101)资助. 中国地震局地球物理研究所论著 11AC1011.

收稿日期 2010-04-28 收到初稿, 2010-10-02 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: wanyg217217@vip.sina.com.cn

estimated underground compressive stress is very large, but the differential stress is small, and the shear-stress projected on to the fault plane is also relatively small.

Key words: Landers earthquake; earthquake focal mechanism; stress field; relative magnitude of principle stress; stress magnitude

引言

地球物理学家通过应力测量和震源机制解研究, 对应力场的主应力方向有了一定程度的了解, 但在主应力量值方面至今了解甚少。以往大多数应力量值的研究局限于地壳浅部, 运用原地应力测量来获得。但地震发生在几十公里深的地壳内部, 探测地壳内部的应力水平意义重大。一些学者利用震源机制解和断层擦痕资料, 结合地质条件和岩石学资料, 在定量估算地壳应力量值方面进行了某些尝试(Zoback, 1992; Plenefisch, Bonjer, 1997; 赵建涛等, 2002)。有人采用断层滑动方向改变和应力降, 给出了求解断层面上剪切力的方法(Spudich, 1992; Spudich *et al.*, 1998; Guatteri, Spudich, 1998)。Wesson 和 Boyd(2007)导出了根据主应力方向及与地震相关的应力变化确定绝对偏应力张量的新方法, 并将该方法应用于2002年Denali地震的研究。

Wyss等(1992)假定火山造成岩浆扩散是导致浅部地震破裂的应力源, 震源处孔隙水压力等于静岩压力, 估计了震源处的应力量值。Fialko等(2005)根据圣安德烈斯断层的走向和地形变化, 假定地形对中间主应力轴的扰动可导致断层走向的改变, 得到圣安德烈斯断层处上地壳的差应力为50 MPa的量级。Govers等(1992)基于流变学性质随深度的变化, 提出了一个根据震源深度和震源机制估计大洋板块内部差应力量值的方法, 并应用于印度洋中部地区, 得到该处的差应力为数百兆帕的量级。陈培善等(1977)、陈培善(1981)将断裂力学观点引入到地震学中, 提出了一种估算环境剪应力值的方法。

在地质上确定应力大小的方法大致有显微构造分析法和Kaiser法。秦启荣等(2004)将这两种方法用于塔里木盆地并得到了研究区域古应力量值。Hacker等(1992)根据岩石形成所观测到的地质现象对差应力的约束, 估计了加利福尼亚Whipple山处的差应力为40—150 MPa, 最大剪应力为20—75 MPa。谢富仁和李宏(1995)阐述了利用断层滑动资料, 结合岩石力学实验参数确定全应力张量的方法, 并应用于鲜水河断裂带, 得到了该地区应力场的主应力方向和量值。

万永革等(2006)根据走滑地震前后应力轴偏转和应力降, 给出了二维应力状态下求构造偏应力量值的解析表达式, 并应用于兰德斯地震的霍姆斯特德谷(Homestead Valley)断层段, 得到该处构造偏应力为10 MPa。万永革(2006)给出了根据大地震前后应力方向偏转和地震应力降, 计算任意断层类型地震震源破裂处应力量值的算法。本文在万永革(2006)的研究基础上进一步考虑主应力相对大小的约束, 给出震源处应力量值的计算方法, 并将其运用于1992年美国加州兰德斯地震。

1 求解震源处构造应力大小的方法

1.1 求解震源处构造应力大小的超定方程组

大地震释放了震源处部分构造应力, 在地震应力降场方向与构造应力方向不一致的情

况下, 应力降会使震后主应力方向相对于震前有所偏转。震前震后构造应力场的方向可分别根据前震和余震震源机制解资料反演获得, 则方向已知、大小未知的震前和震后应力场与大小和方向均已知的应力降之间, 可以建立关于震前应力量值为未知数的方程组(万永革, 2006)。由震源机制解反演应力场方向的同时还可以得到相对主应力大小 R , $R = (\sigma_{22} - \sigma_{33}) / (\sigma_{11} - \sigma_{33})$ (Gephart, Forsyth, 1984)。为了充分利用已知量, 本研究中进一步考虑了相对主应力大小 R , 对求解应力量值的方程组作进一步约束, 即可得到以震前应力量值为未知数的超定方程组, 该方程组可以写为

$$\begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} \\ a_{51} & a_{52} & a_{53} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_{1'2'} \\ \tau_{1'3'} \\ \tau_{2'3'} \\ 0 \\ RR \end{bmatrix} \quad (1)$$

其中

$$a_{11} = (T_1 T_{1'} + T_2 T_{2'} + T_3 T_{3'}) (T_1 B_{1'} + T_2 B_{2'} + T_3 B_{3'}) \quad (2)$$

$$a_{12} = (B_1 T_{1'} + B_2 T_{2'} + B_3 T_{3'}) (B_1 B_{1'} + B_2 B_{2'} + B_3 B_{3'}) \quad (3)$$

$$a_{13} = (P_1 T_{1'} + P_2 T_{2'} + P_3 T_{3'}) (P_1 B_{1'} + P_2 B_{2'} + P_3 B_{3'}) \quad (4)$$

$$a_{21} = (T_1 T_{1'} + T_2 T_{2'} + T_3 T_{3'}) (T_1 P_{1'} + T_2 P_{2'} + T_3 P_{3'}) \quad (5)$$

$$a_{22} = (B_1 T_{1'} + B_2 T_{2'} + B_3 T_{3'}) (B_1 P_{1'} + B_2 P_{2'} + B_3 P_{3'}) \quad (6)$$

$$a_{23} = (P_1 T_{1'} + P_2 T_{2'} + P_3 T_{3'}) (P_1 P_{1'} + P_2 P_{2'} + P_3 P_{3'}) \quad (7)$$

$$a_{31} = (T_1 B_{1'} + T_2 B_{2'} + T_3 B_{3'}) (T_1 P_{1'} + T_2 P_{2'} + T_3 P_{3'}) \quad (8)$$

$$a_{32} = (B_1 B_{1'} + B_2 B_{2'} + B_3 B_{3'}) (B_1 P_{1'} + B_2 P_{2'} + B_3 P_{3'}) \quad (9)$$

$$a_{33} = (P_1 B_{1'} + P_2 B_{2'} + P_3 B_{3'}) (P_1 P_{1'} + P_2 P_{2'} + P_3 P_{3'}) \quad (10)$$

$$a_{41} = R \quad (11)$$

$$a_{42} = -1 \quad (12)$$

$$a_{43} = 1 - R \quad (13)$$

$$a_{51} = (1 - R') (\mathbf{P} \cdot \mathbf{T}')^2 - (\mathbf{P} \cdot \mathbf{B}')^2 + R' (\mathbf{P} \cdot \mathbf{P}')^2 \quad (14)$$

$$a_{52} = (1 - R') (\mathbf{B} \cdot \mathbf{T}')^2 - (\mathbf{B} \cdot \mathbf{B}')^2 + R' (\mathbf{B} \cdot \mathbf{P}')^2 \quad (15)$$

$$a_{53} = (1 - R') (\mathbf{T} \cdot \mathbf{T}')^2 - (\mathbf{T} \cdot \mathbf{B}')^2 + R' (\mathbf{T} \cdot \mathbf{P}')^2 \quad (16)$$

$$RR = (R' - 1) \tau_{1'1'} + \tau_{2'2'} - R' \tau_{3'3'} \quad (17)$$

式中, σ_{11} , σ_{22} 和 σ_{33} 分别为震前应力场的主张应力、中间主应力和主压应力; $\tau_{1'2'}$, $\tau_{1'3'}$ 和 $\tau_{2'3'}$ 为地震应力降 $\Delta\tau$ 在震后应力场主轴坐标系中的分量; (T_1, T_2, T_3) , (B_1, B_2, B_3) 和 (P_1, P_2, P_3) 分别为震前应力场的主张、中间和主压应力轴的基矢量 \mathbf{T} , \mathbf{B} 和 \mathbf{P} 在北东方向地理坐标系中的相应分量; $(T_{1'}, T_{2'}, T_{3'})$, $(B_{1'}, B_{2'}, B_{3'})$ 和 $(P_{1'}, P_{2'}, P_{3'})$ 分别为震后应力场的主张、中间和主压应力轴的基矢量 \mathbf{T}' , \mathbf{B}' 和 \mathbf{P}' 在北东方向地理坐标系中的相应分量(下文中出现的符号, 我们同样在下标加“’”表示震后的物理量, 以区别震前物理量的符号); R 和 R' 表示震前和震后相对主应力大小。

在二维的情况下, 根据主应力轴偏转求解构造应力大小的推导过程中, 万永革等(2006)曾指出当地震应力降场与震前和震后主应力方向一致时, 其研究方法失效。该条准

则同样适用于本研究.

1.2 求解震源处应力量值的超定方程组

方程组(1)的前3个方程是关于应力方向的三角函数, 相对比较准确. 而后面两个方程是关于主应力相对大小. 该值在应力反演中误差较大, 所以我们设置后两个方程的误差为前3个方程误差的10倍, 并且误差均服从正态分布. 假定初始中间主应力量值的先验值为地震破裂平均深度处的静岩压力, 最大和最小主应力量值分别为该静岩压力增加和减少10 MPa, 即

$$\sigma^0 = [\rho gh + 10 \quad \rho gh \quad \rho gh - 10] \quad (18)$$

假定岩石密度 ρ 为 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $g = 9.8 \text{ kg} \cdot \text{m/s}^2$, 则本研究中深度 h 取为长方体研究区域中心处的深度. 方程组(1)可简写为

$$A\sigma = d' - A\sigma^0 + \delta d \quad \delta d \sim N(0, C_d) \quad (19)$$

式中, A 代表方程组(1)左边的系数矩阵, σ 为未知数矩阵即应力量值相对于初始值 σ^0 的变化量, d' 为相当于观测数据矩阵即方程组(1)右边的矩阵, δd 为观测数据误差矩阵, C_d 为观测数据的协方差矩阵. 令 $d = d' - A\sigma^0$, 上式变为

$$A\sigma = d + \delta d \quad (20)$$

假设解的变化 $\delta\sigma$ 服从正态分布, 则

$$I\sigma = 0 + \delta\sigma \quad \delta\sigma \sim N(0, C_\sigma) \quad (21)$$

式中, I 为单位矩阵, C_σ 为地下应力量值误差的协方差矩阵.

利用最大似然解估计公式可得(Jackson, 1979; Jackson, Matsu'ura, 1985; Shen *et al.*, 1996)

$$\sigma = (A^T C_d^{-1} A + C_\sigma^{-1})^{-1} A^T C_d^{-1} d \quad (22)$$

σ 和 σ^0 之和即为震前应力量值. 按照定义, 解的分辨率 Φ 可表示为

$$\Phi = (A^T C_d^{-1} A)^{-1} A^T C_d^{-1} A \quad (23)$$

本研究采用 Φ 的对角线元素之和作为定量判断应力方向偏转数据对模型的分辨指标. 本反演问题的自由度为3, 所以由方程确定的最大分辨率为3. 在这种情况下, 模型的先验值没有起作用. 如果模型的分辨率为2.1, 则方程的约束在得到解的贡献为2.1, 而其它的0.9由模型的先验值给定. 在地球物理反演中通常假定式(1)的右边为观测数据, 因此这里所指“观测数据”是式(1)的右边矩阵, 变换后的“观测数据”的误差为式(20)所指的 δd . 解的分辨率越大, 模型先验值起的作用越小, “数据”对解的分辨越清楚. 然而模型的分辨率是由方程或“观测数据”的误差和模型的解在先验值附近的搜索范围(也称为模型误差)确定的. 方程的误差相对于模型误差越大, 解的分辨率越大, 得到的解大部分来自于方程的贡献; 反之, 方程的误差相对于模型误差越小, 解的分辨率越小, 此时解的贡献大部分来自于模型的先验性约束. 在我们的分析中, 无法明确确定“观测数据”和先验值的误差, 只能在反演中迭代, 分析不同的“观测数据”误差改变和模型先验值误差的改变导致的残差的减少来确定(万永革等, 2008). 因此我们在后面3.2节中采用2次迭代分析以得到最优的先验值误差和“观测数据”误差的估计.

反演的模型参数的标准差可表示为

$$\delta\sigma^F = \sqrt{\text{diag}(A^T C_d^{-1} A)^{-1}} \quad (24)$$

震前构造应力在断层面上产生的正应力和剪切应力为

$$\begin{aligned}\sigma_v = & \sigma_{11}(T_1 v_1 + T_2 v_2 + T_3 v_3)^2 + \sigma_{22}(B_1 v_1 + B_2 v_2 + B_3 v_3)^2 + \\ & \sigma_{33}(P_1 v_1 + P_2 v_2 + P_3 v_3)^2\end{aligned}\quad (25)$$

$$\begin{aligned}\tau_e = & \sigma_{11}(T_1 v_1 + T_2 v_2 + T_3 v_3)(T_1 e_1 + T_2 e_2 + T_3 e_3) + \\ & \sigma_{22}(B_1 v_1 + B_2 v_2 + B_3 v_3)(B_1 e_1 + B_2 e_2 + B_3 e_3) + \\ & \sigma_{33}(P_1 v_1 + P_2 v_2 + P_3 v_3)(P_1 e_1 + P_2 e_2 + P_3 e_3)\end{aligned}\quad (26)$$

式中, (v_1, v_2, v_3) 和 (e_1, e_2, e_3) 分别为断层面法向单位矢量 \mathbf{v} 和滑动方向单位矢量 \mathbf{e} 在地理坐标系中的表示。

同样, 震后断层面上的正应力 σ_v' 和剪切应力 τ_e' 公式同上, 只不过将上述式子中的 T , B 和 P 方向改为 T' , B' 和 P' 方向, 且将 σ_{11} , σ_{22} 和 σ_{33} 分别替换为 $(\sigma_{1'1'} - \tau_{1'1'})$, $(\sigma_{2'2'} - \tau_{2'2'})$ 和 $(\sigma_{3'3'} - \tau_{3'3'})$ 而已。

根据上述方法和万永革等(2004, 2008)编制的 FORTRAN 反演程序, 编写了 MATLAB 求解震源处应力量值的最大似然法反演程序。

2 研究区域的选取及地震前后应力场反演

2.1 研究区域及资料选取

本研究所用震源机制解资料取自 Hauksson(2000)给出的南加州地震目录。该目录由新的速度模型计算得到, 震中误差为 1 km, 深度误差为 2 km, 为我们的研究提供了很好的资料, 前震资料分布情况见图 1。Wald 和 Heaton(1994)根据多种数据(例如, 大地测量数据、近场和区域强地面运动数据、宽频带远震波形资料和地表位移数据)给出断层破裂模型。该模型把兰德斯地震断层从南向北划分为 3 段右旋走滑子断层, 分别为: 约翰逊谷和兰德斯断层段(Jonson Valley and Landers faults), 霍姆斯特德谷断层段(Homestead Valley fault), 埃默森和坎普罗克断层段(Emerson and Camp Rock faults), 如图 1 中所示。

图 1 中我们用 3 段深色长条示意 Wald 和 Heaton(1994)给出的兰德斯地震断层模型, 其宽度为 4 km。由图 1 可见, 前震数目较少且较为分散, 多数地震在一处丛集发生; 断层非常发育, 图中仅画出了几条重要的断层, 而断层对于局部应力场影响较大, 所以在本研究中, 仅选用距断层面 2 km 内(即深色长条所示的范围)的地震资料对应力场进行反演。由于资料的限制, 我们只选取了霍姆斯特德谷子断层段的一个小区域作为研究对象。该区域如图 2a 和图 2b 中小矩形框所示的长方体区域, 长 6 km、宽 4 km、深度范围为 8—12 km。

2.2 研究区域应力场的反演

根据上述所选取的前震和余震资料, 用 Gephart 和 Forsyth(1984)的网格搜索法反演应力场, 反演结果如图 3 所示, 详见表 1。

表 1 应力场反演结果
Table 1 Stress inversion result

断层名称	长、宽、深度 /km	时间长度	数据个数	主应力轴						相对主应力大小	拟合残差 /°
				最大		中间		最小			
				倾角/°	走向/°		倾角/°	走向/°		倾角/°	走向/°
霍姆斯特德谷	6, 4, 8—12	震前 10 年	18	8	205	81	58	5	296	0.25	2.43
		震后 185 天	49	33	208	56	38	5	301	0.60	11.53

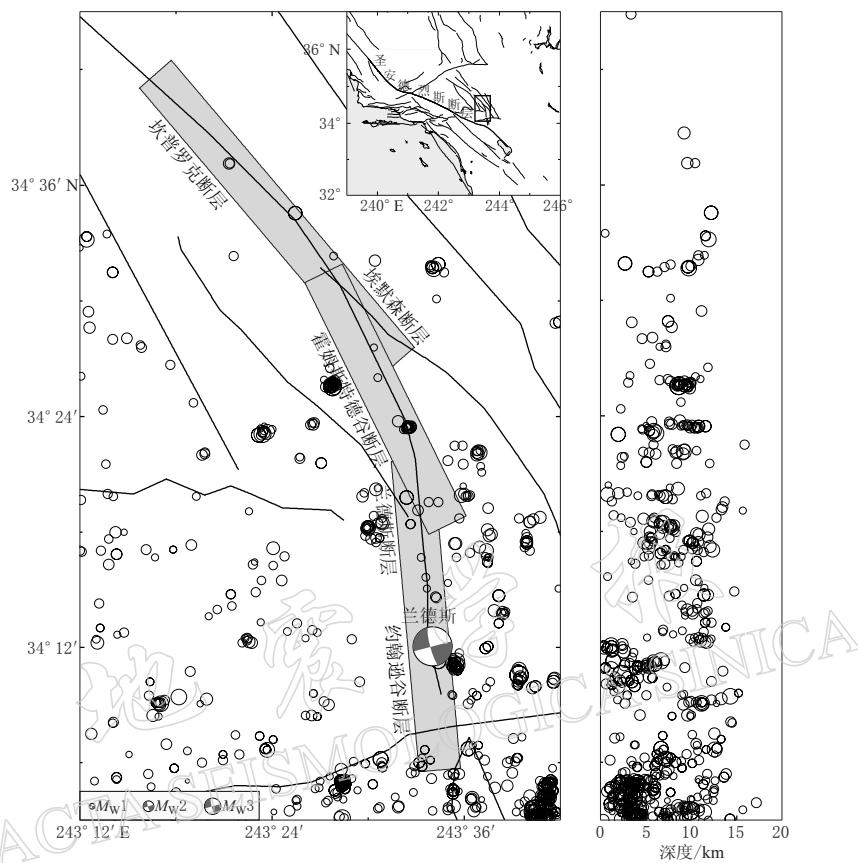


图1 兰德斯地震震源附近的地质构造、3段子断层地面投影和前震震中分布图

图中圆圈表示主震前10年内该地区发生的地震，黑色线条表示断层，深色长条表示
Wald 和 Heaton(1994)给出的3段子断层在地面投影

Fig. 1 Geological structure in and around source region, surface projection of
three fault segments of the model fault and foreshocks distribution
Circles denote pre-shocks occurred in 10 years before the main shock, lines represent
faults and gray long boxes stand for the 3 sub-faults given by Wald, Heaton (1994)

在反演应力场过程中，虽然从震源机制看个别地震的震源机制和区域的应力场很不相符，但是我们并没有根据震源机制的一致性对所选取的资料进行筛选，这也是震后应力场的拟合残差较大的一个原因。没有去除与区域应力场很不相符的地震主要有两个方面原因：①因为去除这些地震后，虽然拟合残差明显变小，但是应力场反演结果变化不大；②单从震源机制去除这些与区域应力场不一致的地震理由不够充分，因为这些地震与其它地震一样，都发生在小区域内相同的应力场背景下。

从上述反演结果可见，在霍姆斯特德谷区最大主应力在兰德斯地震前后均近水平且方向为北偏东，中间主应力轴保持近垂直；主震改变了应力的方向，使最大主应力方向发生了顺时针旋转，但角度较小。Hauksson(1994)的研究结果表明主震改变了应力的方向，最大主应力的方向顺时针旋转了 7° — 20° 。本研究结果与 Hauksson(1994)的研究结果较一致。

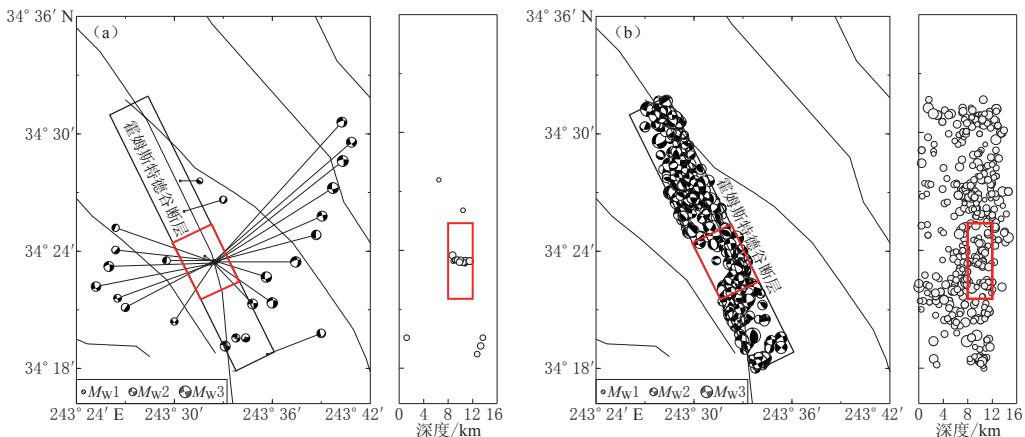


图 2 霍姆斯特德谷断层前震(a)和余震(b)震源机制的空间分布(左图)
和深度分布(右图). 图中小矩形框为研究区域

Fig. 2 Space (left) and depth (right) distribution of foreshock (a) and aftershock (b) focal mechanisms on the Homestead Valley fault segment. Small boxes indicate the study area

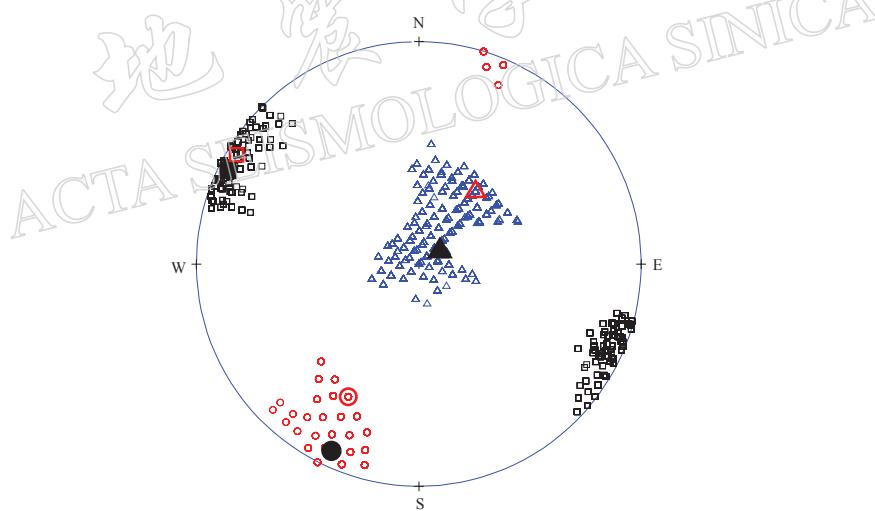


图 3 兰德斯地震前后霍姆斯特德谷断层应力场施密特图
图中大的实心和空心符号分别表示震前和震后应力场；圆圈表示最大主应力，三角形表示中
间主应力，正方形表示最小主应力；小空心符号所示区域表示震后应力场 95% 置信区间

Fig. 3 Schmidt projection of the principal stress axes before and after mainshock on Homestead Valley fault

Solid and hollow large symbols indicate principal stress axes before and after Landers earth-quake. Circle, triangle and square indicate compressive, intermediate and extensional principal stress axis, respectively. The area covered by small hollow symbols marks 95% confidence level range of the post-seismic stress axes

3 应力量值的反演

3.1 应力降估算

Knopoff(1958)将走滑断层简化为一个平面应变反剪切模式，地震破裂前受均匀剪切

应力作用, 得到地面位移、剪切应力与裂纹长度之间的解析表达式, 从而给出走滑断层地震的应力降计算公式为

$$\Delta\sigma = \frac{2}{\pi} \cdot \mu \cdot \frac{\bar{D}}{W} \quad (27)$$

式中, \bar{D} 为平均位错量, W 为断层宽度, μ 为刚度系数.

Wald 和 Heaton(1994)的破裂模型给出霍姆斯特德谷断层段的平均滑动量为 314 mm, 由式(27)可得到该子断层段的平均应力降大小为 4.0 MPa.

3.2 应力量值反演步骤和结果

根据前面得到的地震前后应力场, 按照上述反演方法, 即可计算震源处应力大小. 利用表 1 中的应力场反演结果, 通过 2 次迭代过程即可获得最终解. 下面具体介绍应力量值反演步骤和所得结果.

第一次迭代过程求取“观测数据”精度的最优估计. 假定所求深度处的应力量值的先验估计误差范围($\delta\sigma$)为 10 MPa. 用不同精度的“观测数据”进行反演, 将“观测数据”精度和得到的反演后残差绘成一条折中(trade-off)曲线, 如图 4 所示. 图 4 中的折中曲线表明“观测数据”误差越小, 对模型的约束越好, 即模型的分辨率越大, 但“观测数据”误差小会导致反演后残差较大; “观测数据”误差越大, 反演后残差较小, 但解的分辨率较低. 则折中曲线的弯曲处为综合考虑“观测数据”误差和反演后残差的最佳估计. 由该折中曲线可以看出, “观测数据”误差取 0.3 MPa 最为适宜.

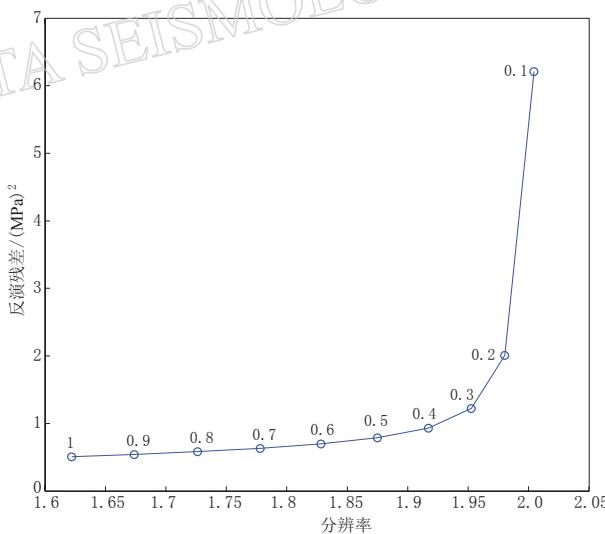


图 4 “观测数据”误差与反演结果的分辨率及残差的折中曲线
图中的数字表示“观测数据”误差

Fig. 4 Trade-off line of inversion resolution and model post-fit residual with different standard errors of “observational data”
The numbers in the figure 4 are the “observation data” standard error

第二次迭代过程求取模型约束的误差(式(21)的 $\delta\sigma$)估计. 根据第一步得到的“观测数据”误差为 0.3 MPa, 对不同的先验模型误差($\delta\sigma$), 求取反演后残差与模型误差的关系(图 5). 图 5 中的折中曲线表明先验模型的误差越小, 模型的稳定性较好即模型的分辨率低,

但先验模型的误差小则会导致反演后残差较大；先验模型的误差越大，反演后残差较小，解的分辨率较高，但解的稳定性差。则折中曲线的弯曲处为综合考虑先验模型的误差和反演后残差的最佳估计。由该折中曲线可以看出，先验模型的误差取 37.1 MPa 最为适宜。

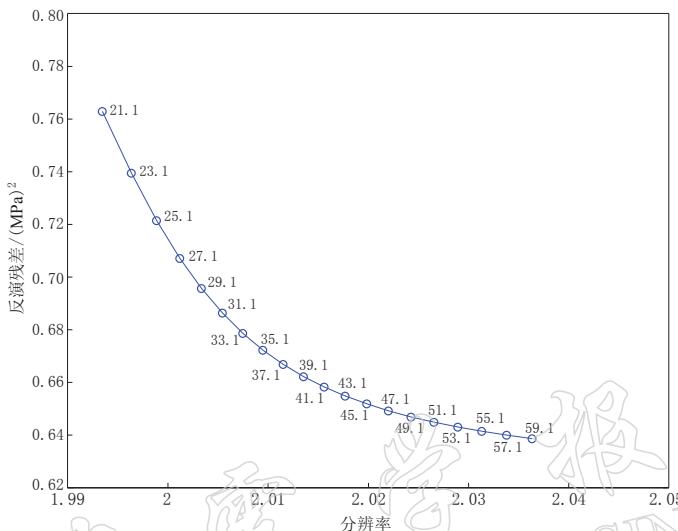


图 5 先验模型误差与反演残差及分辨率的折中曲线

图中数字为先验模型的误差

Fig. 5 Trade-off line of the resolution and model post-fit residual
with different a priori model standard error

The numbers in the figure are priori model standard error

采用前面得到的“观测数据”最优精度 0.3 MPa 和 37.1 MPa 的模型约束，解得霍姆斯特德谷断层段 10 km 深度处震前最大、中间和最小主应力的量值大小分别为 271, 266 MPa 和 259 MPa，误差 $\delta\sigma^F$ 分别为 10.0, 10.0 MPa 和 10.2 MPa；震前断层面上的正应力和剪切应力分别为 265 MPa 和 6.2 MPa；震后断层面上的正应力和剪切应力分别为 266 MPa 和 1.6 MPa。

我们还对不同的先验值(σ^0)进行了尝试，计算结果如表 2 所示。由尝试结果可见，不同的先验值对结果有一定的影响，对震前主应力量值影响较大，但对地震前断层面上的剪

表 2 不同先验值对结果的影响

Table 2 Influence of different a priori values on the results

$-\sigma_{11}^0$	$-\sigma_{22}^0$	$-\sigma_{33}^0$	σ_{11}	σ_{22}	σ_{33}	σ_v	τ_e	$\sigma_{v'}$	$\tau_{e'}$
255	265	275	271	266	259	265	6.2	266	1.6
260	265	270	271	266	260	265	6.2	266	1.6
245	265	285	271	266	259	265	6.2	266	1.6
240	270	290	273	268	261	267	6.2	268	1.6
240	260	290	270	265	258	264	6.2	265	1.6
240	250	260	257	252	244	251	6.2	252	1.7
260	270	280	276	272	264	270	6.1	272	1.6

注： σ_{11}^0 , σ_{22}^0 和 σ_{33}^0 为先验值(计算过程中以拉张为正)； σ_{11} , σ_{22} 和 σ_{33} 为震前最大、中间和最小主压应力； σ_v 和 τ_e 为震前断层面上的正应力和剪切应力， $\sigma_{v'}$ 和 $\tau_{e'}$ 为震后断层面上的正应力和剪切应力。以上各量的单位均为 MPa。

切应力影响不大,一定程度上说明了本方法对选择不同先验值得到结果的差别,从而揭示了反演结果具有一定的稳定性。

4 讨论与结论

本研究在万永革(2006)研究的基础上进一步考虑相对主应力大小,建立了关于震前应力量值为未知数的超定方程组,再利用最大似然解估计公式对方程组进行求解。

研究结果表明,地震发生后断层面上正压应力增大,有利于破裂的终止。断层面上震前剪切应力大于震后剪切应力,且它们的差基本对应着应力降。从这一结果可以看出,虽然地下压应力很大,但差应力并不大,投影到断层面上的剪切应力较小,这可能也是我们所选取的区域虽小,但震源机制变化较大的一个原因——差应力相对于围压很小,主应力间作用效果较接近。Wyss等(1992)在夏威夷的 Kaoiki 地区选取了一个深度为(7 ± 2) km 的小区域,在假定中间主应力等于静岩压力和岩石抗拉强度为 6 MPa 的条件下结合相对主应力大小,对其全应力张量进行了估算,研究结果给出最大、中间和最小主应力分别为 202, 200 MPa 和 196 MPa, 断层面上的剪切应力为 3 MPa。Wesson 和 Boyd(2007)给出 2002 年德纳里峰(Denali)地震前分解到地震破裂断层上的空间平均剪切应力范围为 1—4 MPa, 震后沿断层的剪切应力几乎为零(0 ± 1 MPa)。万永革等(2006)给出根据走滑大地震前后应力轴偏转和应力降求取偏应力量值的解析表达式,并应用于霍姆斯特德谷断层段,得到该段的偏应力为 10 MPa;根据该偏应力推算出震前断层面上的剪应力为 5.3 MPa。本文给出的与该结果很接近。本文给出霍姆斯特德谷断层段地震前后的剪切应力分别为 6.2 MPa 和 1.6 MPa。

本研究得到的正应力很大剪切应力很小的结论,直接导致了研究区域的视摩擦系数很小。然而,台湾车笼埔断层钻探计划(TCDP)揭示了断层区域具有较低的摩擦系数 0.04—0.24,他们解释为热异常的贡献(Tanaka *et al*, 2006)。Hsu 等(2010)根据应力反演得到的台湾地区的摩擦系数也小于实验室观测结果。我们推断为霍姆斯特德谷断层上的视摩擦系数较小,可能由于流体孔隙压力较大引起的。

参 考 文 献

- 陈培善, 谷继成, 李文香. 1977. 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报[J]. 地球物理学报, **20**(3): 185—202.
- 陈培善. 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值[J]. 地震学报, **3**(3): 251—263.
- 秦启荣, 张烈辉, 邓辉, 苏培东, 王振宇. 2004. 古构造应力量值确定及其在构造地质建模中的应用[J]. 岩石力学与工程学报, **23**(23): 3979—3983.
- 万永革, 王敏, 沈正康, 陈杰, 张祖盛, 王庆良, 甘卫军. 2004. 利用 GPS 和水准测量资料反演 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震的同震滑动分布[J]. 地震地质, **26**(3): 393—404.
- 万永革. 2006. 根据大地震前后应力轴偏转和应力降求取应力量值的研究[J]. 地震学报, **28**(5): 472—477.
- 万永革, 沈正康, 兰从欣. 2006. 根据走滑大地震前后应力轴偏转和应力降求取偏应力量值的研究[J]. 地球物理学报, **49**(3): 838—844.
- 万永革, 沈正康, 刁桂苓, 王福昌, 胡新亮, 盛书中. 2008. 利用小震分布和区域应力场确定大震断层面参数方法及其在唐山地震序列中的应用[J]. 地球物理学报, **51**(3): 793—804.
- 谢富仁, 李宏. 1995. 利用断层滑动资料确定鲜水河断裂带构造应力方向和大小[J]. 地震学报, **17**(2): 164—171.
- 赵建涛, 崔效锋, 谢富仁. 2002. 唐山地震震源区构造应力场强度的初步分析[J]. 地震学报, **24**(3): 268—276.
- Fialko Y, Rivera L, Kanamori H. 2005. Estimate of differential stress in the upper crust from variations in topography and strike along the San Andreas fault[J]. *Geophys J Int*, **160**(2): 527—532.

- Gephart J W, Forsyth D W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence[J]. *J Geophys Res*, **89**(B11): 9305–9320.
- Govers R, Wortel J R, Cloetingh S A, Cloetingh P L, Stein C A. 1992. Stress magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors[J]. *J Geophys Res*, **97**(B8): 11749–11759.
- Guatteri M, Spudich P. 1998. Coseismic temporal changes of slip direction: The effect of absolute stress on dynamic rupture[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**(3): 777–789.
- Hacker B R, Yin A, Christie J M, Davis G A. 1992. Stress magnitude, strain rate and rheology of extended middle continental crust inferred from Quartz grain sizes in the Whipple mountains, California[J]. *Tectonics*, **11**(1): 36–46.
- Hauksson E. 1994. State of stress from focal mechanisms before and after the 1992 Landers earthquake sequence[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(3): 917–934.
- Hauksson E. 2000. Crustal structure and seismicity distribution adjacent to the Pacific and North America plate boundary in southern California[J]. *J Geophys Res*, **105**: 13875–13903.
- Hsu Y J, Rivera L, Wu Y M, Chang C H, Kanamori H. 2010. Spatial heterogeneity of tectonic stress and friction in the crust: New evidence from earthquake focal mechanisms in Taiwan[J]. *Geophys J Int*, **182**(1): 329–342.
- Jackson D D. 1979. The use of a priori data to resolve the non-uniqueness in linear inversion[J]. *Geophys J R astr Soc*, **57**(1): 137–157.
- Jackson D D, Matsu'ura M. 1985. A Bayesian approach to nonlinear inversion[J]. *J Geophys Res*, **90**(1): 581–591.
- Knopoff L. 1958. Energy release in earthquakes[J]. *Geophys J R astr Soc*, **1**(1): 44–51.
- Plenefisch T, Bonjer K P. 1997. The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters[J]. *Tectonophysics*, **275**(1–3): 71–97.
- Shen Z K, Ge X B, Jackson D D, Potter D, Cline M, Sung L Y. 1996. Northridge earthquake rupture model based on Global Positioning System measurements[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **86**(1B): S37–S48.
- Spudich P. 1992. On the inference of absolute stress levels from seismic radiation[J]. *Tectonophysics*, **211**(1–4): 99–106.
- Spudich P, Guatteri M, Otsuki K, Minagawa J. 1998. Use of fault striations and dislocation models to infer tectonic shear stress during the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake[J]. *Bull Seism Amer Soc*, **88**(2): 413–427.
- Tanaka H, Chen W M, Wang C Y, Ma K F, Urata N, Mori J, Ando M. 2006. Frictional heat from faulting of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **33**, 10.1029/2006GL026673.
- Wald D J, Heaton T H. 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(3): 668–691.
- Wesson R L, Boyd O S. 2007. Stress before and after the 2002 Denali fault earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **34**: L07303, doi: 10.1029/2007GL029189.
- Wyss M, Gillard D, Liang B. 1992. An estimate of the absolute stress tensor in Kaoiki, Hawaii[J]. *J Geophys Res*, **97**(B4): 4763–4768.
- Zoback M L. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project[J]. *J Geophys Res*, **97**(B8): 11703–11728.