

海原断裂带库仑应力积累

崔笃信, 胡亚轩, 王文萍, 朱桂芝

中国地震局第二监测中心, 陕西西安 710054

摘要: 用中国地壳运动观测网络区域站在海原断裂带附近的所有观测数据及跨断裂 GPS 剖面观测数据作为约束, 用 Smith 3D 体力模型反演了海原断裂带断层滑动速率和断层闭锁深度, 计算了库仑应力积累率和地震矩积累率. 采用遗传算法拟合 GPS 水平运动速度场, 拟合的最后残差均方根为 1.2 mm/a. 反演结果为: 第一段毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.6 mm/a, 闭锁深度为 22 km; 第二段老虎山断裂左旋走滑速率为 10.5 mm/a, 闭锁深度为 11.4 km; 第三、四、五段(海原断裂带西段、中段和东段)滑动速率依次为 3.5 mm/a、5.8 mm/a、5.7 mm/a, 闭锁深度依次为 8.5 km、3.6 km、4.3 km. 海原断裂带库仑应力积累率为 0.48~1.59 MPa/100 a, 毛毛山断裂地震矩积累率较大, 但库仑应力积累率较小; 老虎山断裂库仑应力积累率和地震矩积累率均比较大; 海原断裂带(狭义)中西段库仑应力积累率最大.

关键词: 海原断裂带; 3D 体力模型; 滑动速率; 闭锁深度; 库仑应力积累率; 地震矩积累率; 地震.

中图分类号: P631.4

文章编号: 1000-2383(2009)04-0641-10

收稿日期: 2008-10-28

Coulomb Stress Accumulation along Haiyuan Fault Zone

CUI Du-xin, HU Ya-xuan, WANG Wen-ping, ZHU Gui-zhi

No. 2 Monitoring Center of China Earthquake Administration, Xi'an 710054, China

Abstract We calculate Coulomb stress accumulation rate and moment accumulation rate through inverting Haiyuan fault slipping rates and locking depths by using a Fourier solution of 3D body force model with constraints of CMONOC and GPS profiles data. Genetic algorithm has been applied to simulate the GPS velocity field. The last fitting rms residual is 1.2 mm/a. The result reveals that the slip rate of left lateral of Maomao Shan fault is 3.6 mm/a, and 22.2 km for the locking depth. For Laohushan, its slip rate is 10.5 mm/a and 11.4 km for locking depth. The slip rate in western segment, middle segment and eastern segment of Haiyuan fault (in narrow sense) is respectively 3.5 mm/a, 5.8 mm/a and 5.7 mm/a, and 8.5 km, 3.6 km and 4.3 km for the locking depth. The Coulomb stress accumulation rates are 0.48~1.59 MPa/100 a along Haiyuan fault zone. The Coulomb stress accumulation rate is large but the moment accumulation rate is small in Maomaoshan fault. In Laohushan fault both the Coulomb stress accumulation rate and moment accumulation rate are large. The Coulomb stress accumulation rates in the middle and western segments of Haiyuan fault (in narrow sense) are largest in all segments.

Key words: Haiyuan fault zone; 3D body force model; slip rate; locking depth; Coulomb stress accumulation rate; moment accumulation rate; seismology.

位于青藏高原东北缘的海原断裂带是中国大陆重要的活动地块边界断裂带之一, 在西边与祁连山主干断裂相接, 在该断裂带上发生过 1920 年海原 8.5 级大地震(图 1), 西部发生过古浪 8.0 级地震, 海原断裂带在古浪—景泰之间为大于 7 级地震空区(Lasserre *et al.*, 1999, 2001, 2002). 要对海原断裂带的地震危险性做出评价和预测, 了解该断裂带

的应变及应力积累状态是非常必要的. 目前, 库仑应力破裂准则被大多数学者认同. 该准则认为, 当断裂面上的库仑应力超过了断裂能承受的临界应力, 地壳就会破裂、发生地震(傅征祥等, 2001; Parsons, 2006; Parsons *et al.*, 2006). 许多学者研究地震的静态库仑应力触发作用(King *et al.*, 1994; Zeng, 2001; 张秋文等, 2004; Charles, 2006; 万永革等,

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40674057); 中国地震科学基金(No. A07132).

作者简介: 崔笃信(1962—), 男, 研究员, 主要从事空间测地技术、地球动力学研究工作. E-mail: cuiduxin@163.com

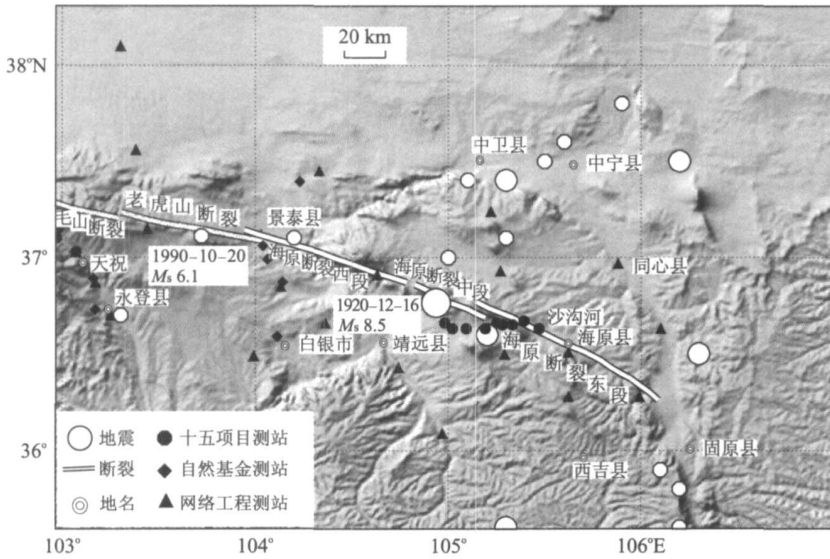


图 1 海原断裂带断层分布

Fig. 1 The stretch of Haiyuan fault zone

2007; 周仕勇, 2008), 而只有那些库仑应力接近临界值的断层才有可能被触发. 断层面上的绝对应力很难确定, 但通过一些有效途径可以计算库仑应力积累率. 有关海原断裂带库仑应力积累率的研究还比较少.

库仑应力积累率主要与断层滑动速率和闭锁深度及断层的几何参数有关(国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局, 1990; Smith and Sandwell, 2003, 2004). 海原断裂带的分段活动速率, 前人已进行了大量的研究(冉勇康和邓起东, 1998; 徐锡伟等, 1998; 张培震等, 2003; 刘静等, 2007), 一种是通过研究地形地貌的特征和测年确定断层滑动速率, 结果表明, 海原断裂带的左旋走滑速率一般在 2~6 mm/a 之间(何文贵等, 1994, 1996, 2000; 袁道阳等, 1997; 国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局, 1990), 小于 Lasserre(1999, 2002) 所确定的 8 ± 4 mm/a~ 12 ± 4 mm/a 的滑动速率; 另一种方法是用大地测量方法来确定, 对中国地壳运动观测网络工程的 GPS 观测结果表明, 海原断裂带表现为比较显著的左旋运动特征, 其远场位移所揭示的海原断裂左旋活动速率只有 5~6 mm/a(王敏等, 2003; Thatcher, 1996), 与中国学者利用地质地貌方法确定的断层活动速率比较一致; 张希等(2005) 用负位错模型反演的滑动速率在 1~2 mm/a 之间, 与 Lasserre(1999, 2002) 等的结果同样存在很大差异. 产生这种差异的原因很多, 对于用地形地貌方法来说, 差异的主要来源为探槽位置差别和测年误差; 对

于用大地测量方法来说, 主要由测量点位稀疏、观测时间太短而导致的约束不足, 如 GPS 观测站间距在 50 km 以上, 所用数据仅是 1999 年和 2001 年的观测结果; 还有一种可能是所使用的模型差别. 用地震波成像方法来反演地壳结构, 由于在海原断裂带上只有一条地震剖面, 在现阶段用此方法很难确定断层闭锁深度分段的特点(李松林等, 2001). 因此用大地测量数据反演断层闭锁深度成为确定断层闭锁深度主要途径之一. 所以, 有必要使用站密度大、最新的 GPS 观测结果来确定海原断裂带的闭锁深度和滑动速率.

本文主要应用多个项目的多次 GPS 观测数据, 特别是跨断裂的 GPS 剖面观测数据作为反演约束条件, 采用 Smith and Sandwell(2003) 提出的三维弹性半空间形变分析方法进行数值模拟, 反演出海原断裂带断裂分段滑动速率及闭锁深度, 进而计算出各段的库仑应力积累率和地震矩积累率, 并对这些参数与地震的活动关系进行了讨论.

1 所用观测资料及速度场计算

1.1 资料使用概况

本文使用了徐锡伟、王庆良等依托科技部的重点平台项目、国家自然科学基金课题、中法合作项目建立的古浪—永登 GPS 剖面、景泰—白银 GPS 剖面 1999 年、2004 年、2005 年 3 期观测数据及中国地震

局第二监测中心承担的“十五数字地震网络观测项目”建立的华藏寺、沙沟河综合观测剖面 2005 年、2006 年、2007 年的 GPS 观测数据; 还有“中国地壳观测网络”区域站 1999 年、2001 年、2004 年、2007 年在该地区的 GPS 观测数据, 总共 64 个观测站。

1.2 数据的处理

如上所述, 我们使用了多个项目的多次观测数据. 为了避免由于约束条件及处理方法不同而产生的速度基准及差别, 我们用统一的数据处理方案对所有数据进行了重新处理, 具体如下:

首先采用 GAMIT 软件进行单日解计算(King and Bock, 2006), 用 GLRED 计算时间序列并检查基线及坐标重复性, 对不符合要求的采取措施重新解算, 对仍不符合要求的站予以剔除, 最后用 GLOBK 计算站点速度(Herring, 2006). 其中, GAMIT 数据处理时利用中国大陆及周边约 10~15 个 IGS 站. IGS 站坐标(X, Y, Z)约束取(0.10 m, 0.10 m, 0.10 m), 区域站点经反复迭代, 计算求得精确初始坐标后, 统一给定坐标(X, Y, Z)约束为(1.0 m, 1.0 m, 1.0 m), 卫星轨道约束取 10^{-8} .

用相似变换法计算速度, 即通过对坐标和速度的平移和旋转实现 ITRF 参考框架. 这种方法优点是不会引起网扭曲变形, 基准的稳定性依赖于所选取的 IGS 稳定性, 如果选取的 IGS 稳定点的速度线性比较好, 那么基准就比较稳定. 具体做法是: (1) 用 GLOBK 把全球 H 文件和区域 H 文件组合起来, 站坐标(X, Y, Z)约束均取 10 m, 速度在 3 个方向约束均为 0.0; (2) 用 GLORG 求速度场, 选择位于中国周边和欧亚板块的 10 个速度稳定的 IGS 站, 根据 ITRF2000 提供的速度作为近似值. 区域站的坐标约束为 1.0 m, 速度约束为 0.1 m; (3) 把由 (2) 求得的速度扣除欧亚板块旋转影响后的值作为区域地壳运动的速度场, 速度的误差一般在 0.5~3.0 mm/a.

2 计算方法与模型

2.1 3D 体力模型的傅立叶解

本文采用的数值模拟方法为 Smith and Sandwell(2003, 2004) 提出的三维弹性半空间形变分析方法. 其与 Okada(1985, 1992) 位错模型的主要区别是: 前者将断层远场块体位移转换为地面下一定深度上的体力矢量, 而 Okada 模型认为地面位移是由断层位错引起的; Smith 的模型不是解析解, 而是在

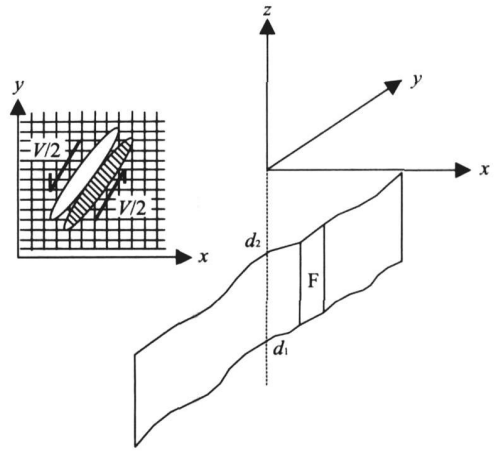


图 2 3D 半空间断层模型示意

Fig. 2 The fault model diagrammatic sketch of 3D half space

波数域解弹性方程, 然后进行傅立叶逆变换得到空间域的解, 该方案在保持计算精度与数值解一致的前提下大大地提高了计算效率. Smith 的模型已经用于研究美国圣安德列斯断裂系形变分析, 取得了满意的结果.

Smith 提出的半无限空间 3D 体力模型见图 2, 在均匀、各向同性的弹性介质中, 得到直立断层在体力矢量(F_x, F_y, F_z)作用于断层下界 d_1 和上界 d_2 之间引起的位移公式, 任何深度 Z 处的位移为源部分 U^s 、像部分 U^i 及 Boussinesq 改正 3 项之和:

$$\begin{bmatrix} U_x(k) \\ U_y(k) \\ U_z(k) \end{bmatrix} = [U^s(k, z - d_2) - U^s(k, z - d_1)] \begin{bmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{bmatrix} + [U^i(k, z + d_1) - U^i(k, z + d_2)] \begin{bmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} U_B \\ V_B \\ W_B \end{bmatrix}, \quad (1)$$

这里:

$$U^s(k, Z) = \begin{bmatrix} U_x & U_y & U_z \\ U_y & V_y & V_z \\ U_z & V_z & W_z \end{bmatrix}, \quad U^i(k, Z) = \begin{bmatrix} U_x & U_y & U_z \\ U_y & V_y & V_z \\ -U_z & -V_z & -W_z \end{bmatrix}, \quad (2)$$

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \\ U_z \\ V_y \\ V_z \\ W_z \end{bmatrix} = \frac{C}{\beta^2} \cdot \begin{bmatrix} D + \frac{k_y^2}{|k|^2} - \frac{k_x^2}{|k|^2} & -\frac{k_x^2}{|k|^2} \\ -2\frac{k_x k_y}{|k|^2} & -\frac{k_x k_y}{|k|^2} \\ -i\frac{k_x}{|k|} & -i\frac{k_x}{|k|} \\ D + \frac{k_x^2}{|k|^2} - \frac{k_y^2}{|k|^2} & -\frac{k_y^2}{|k|^2} \\ D + 1 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} e^{\beta|z|} \\ \beta|z|e^{\beta|z|} \end{bmatrix} \quad (3)$$

Boussinesq 改正为:

$$U_B = -i2\pi k_x \frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^3} \left[1 - \frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z}, \quad (4)$$

$$V_B = -i2\pi k_{yx} \frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^3} \left[1 - \frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z}, \quad (5)$$

$$W_B = -\frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^3} \left[1 - \frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z}, \quad (6)$$

$$\tau_3 = -i \frac{k_x}{|k|} \cdot \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] \right\} F_x - i \frac{k_y}{|k|} \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] \right\} F_y + \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\mu}{(\lambda + 2\mu)} - 2\alpha \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\mu}{(\lambda + 2\mu)} - 2\alpha \right] \right\} F_z. \quad (7)$$

式(3)~(7)中: $C = \frac{(\lambda + \mu)}{4\mu(\lambda + \mu)}$, $D = \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu}$, $\alpha = \frac{\lambda + \mu}{\lambda + 2\mu}$, $\beta = 2\pi|k|$; λ, μ 为拉梅常数, i 为虚数单位, k 为波数, $|k| = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$.

在该模型中有两种模式:一种是浅部模型,即断层滑动发生在浅部矩形断裂面内,这种模型与 Okada (1992) 模型一致;另一种是深部模型,这种模型假设断层下界面为无穷深,它与非震位错模型相似 (Okada, 1985; Matsuura et al., 1986) (图 3).

2.2 海原断裂带断层参数的反演

在进行断层参数的反演时,采用遗传算法(石耀霖, 1992). 遗传算法是基于生物进化论的原理发展起来的搜索优化算法,该算法有利于避免最终解陷入适应度局部最大处,而能搜索到全局最大处. 遗传算法不需要对模型函数求导,因而被广泛应用于地学问题反演的多个领域. 我们在使用遗传算法计算时初始种群数为 100, 交叉概率为 0.6, 变异概率为 0.001, 目标函数为模型值与观测值之差加权平方

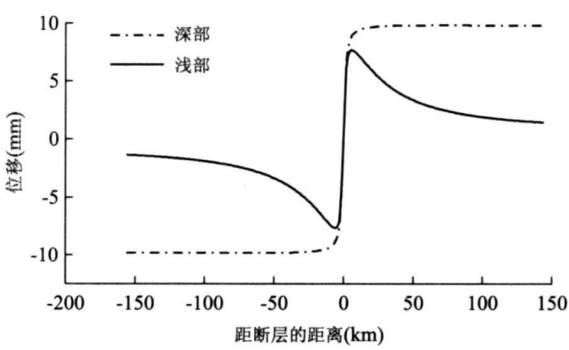


图 3 断层走滑位移随断层距离分布
Fig. 3 Displacement variation with the distance away from a fault

和,具体如下式:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_r^i)^2, \quad (8a)$$

$$V_r^i = \frac{V_{\text{gps}}^i - V_m^i}{\sigma_i}. \quad (8b)$$

式中: N 为观测站数的 2 倍, V_{gps}^i 和 V_m^i 分别为第 i 号点的 GPS 观测速度分量和模型速度分量. 适应度函数为:

$$f(x) = \chi_{\text{max}} - \chi. \quad (9)$$

根据已有的研究结果(邓起东, 1982; 国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局, 1990), 把海原断裂带分为 5 段, 由西向东依次为毛毛山断裂、老虎山断裂、海原断裂西段、海原断裂中段和海原断裂东段(图 1). 断层的位置走向等参数由 MapSIS 2.0 中的中国活动断裂数据库中得到, 在反演中把它们作为已知参数, 断层下界深度 d_1 取无穷大, 把每一段的断层上界深度即闭锁深度 d_2 和走滑速率作为模型参数. 从海原断裂带及其附近 GPS 水平运动图像看(图 4), 存在明显的顺时针旋转. 因此, 我们把旋转轴位置及旋转角速度也作为待定参数, 这样反演的参数总共为 13 个. 计算中, 剪切模量均为 3.2×10^{10} Pa, 泊松比取 0.25. 各断层的闭锁深度初始范围为 1~30 km, 走滑速率为 0~20 mm/a. 通过 20 000 次的迭代, 水平速度残差均方根为 1.2 mm/a, 小于速率分量的观测误差, 反演结果见表 1 和图 4. 由观测速度场与模型速度场对比来看, 总体大小和方向比较一致, 但东部速度在 SN 方向上差异稍大. 这可能是由于断层模型与实际存在一定差异, 海原断裂东段存在一定逆冲位移(国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局, 1990), 实际断层面并非绝对直立, 而我们所用模型假定断层为直立走滑断层.

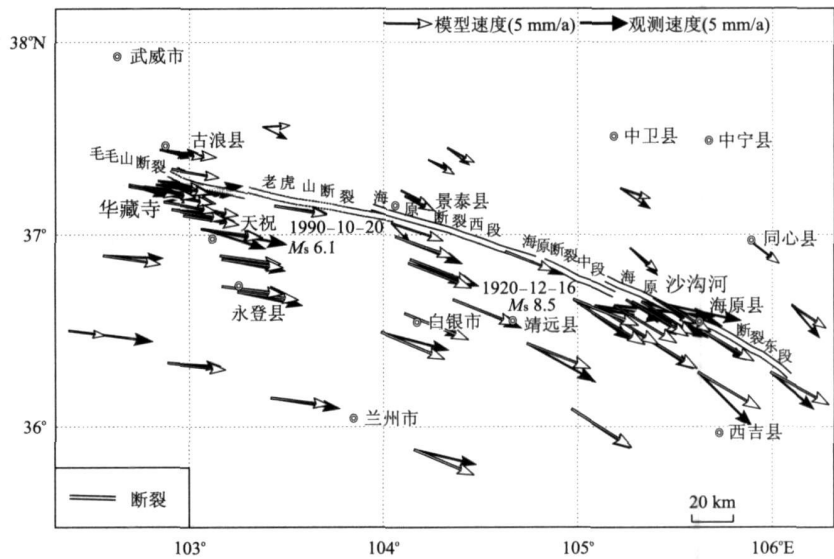


图 4 海原断裂带 GPS 水平运动观测值与模拟值比较

Fig. 4 The GPS rate compare between observe value and model value in Haiyuan fault zone

表 1 海原断裂带断层活动参数

Table 1 The fault parameters of Haiyuan fault zone

断裂名称	长度 (km)	闭锁深度 (km)	走滑速率 (mm/a)	应力积累率 (MPa/100 a)	地震矩积累率 (Nm/100 a° km)
毛毛山断裂	37.37	22.2	3.6	0.48	3.29×10^{14}
老虎山断裂	68.01	11.4	10.5	0.98	3.60×10^{14}
海原断裂西段	80.56	8.5	3.5	0.84	0.90×10^{14}
海原断裂中段	37.60	3.6	5.8	1.59	0.63×10^{14}
海原断裂东段	101.90	4.3	5.7	1.40	0.74×10^{14}

2.3 反演参数的精度估计

用遗传算法反演, 不能直接给出反演参数的精度. 由于我们使用的 3D 体力模型的傅立叶解在二维、直立、走滑断层假设下, 断层中部位置剖面上的位移与 Weertman (1964) 的代数模型结果一致 (Smith and Sandwell, 2003), 因此, 我们从 Weertman (1964) 的代数模型出发, 来近似估计反演参数的精度.

Weertman 模型的位移表达式为:

$$V(x) = \frac{V_0}{\pi} (a \tan \frac{x}{w_u} - a \tan \frac{x}{w_l}), \tag{10}$$

式中: V 为地表观测速度, V_0 为断层水平走滑速率, x 为观测点距断层的水平距离, w_u 为断层上界面深度, w_l 为断层下界面深度. 我们使用的模型中假设断层下界面深度 w_l 为无穷深, 所以 (10) 式变为:

$$V(x) = \frac{V_0}{\pi} a \tan \frac{x}{w_u}, \tag{11}$$

上式两边对反演参数 V_0 和 w_l 微分:

$$dV = \frac{1}{\pi} a \tan \frac{x}{w_u} dV_0 - \frac{V_0 x}{\pi (w_u^2 + x^2)} dw_u. \tag{12}$$

根据误差传播定律得 (武汉大学测绘学院测量平差学科组, 2003):

$$m_V^2 = (\frac{1}{\pi} a \tan \frac{x}{w_u})^2 m_{V_0}^2 + (\frac{V_0 x}{\pi (w_u^2 + x^2)})^2 m_{w_u}^2. \tag{13}$$

式中 m_V 、 m_{V_0} 、 m_{w_u} 分别 V 、 V_0 、 w_u 的误差. 由于

$$(\frac{1}{\pi} a \tan \frac{x}{w_u})^2 m_{V_0}^2 = m_V^2 - (\frac{V_0 x}{\pi (w_u^2 + x^2)})^2 m_{w_u}^2 \leq m_V^2, \tag{14}$$

$$\text{所以 } m_{V_0} \leq \pi (a \tan \frac{x}{w_u})^{-1} m_V. \tag{15}$$

同理可得:

$$m_{w_u} \leq \pi (w_u^2 + x^2) / (V_0 x) m_V. \tag{16}$$

我们取 $V_0 = 10 \text{ mm/a}$, 距离 x 取中等距离 25 km, w_u 取中等闭锁深度 10 km, m_V 取拟合残差均方根 1.2 mm/a , 得断裂滑动速率误差 $m_{V_0} =$

2.7 mm/a, 闭锁深度误差为 $m_{w_u}=3.2$ km. 因此, 反演结果是可信的.

2.4 静态库仑应力积累率与地震矩积累率计算

对于静态库仑应力的计算, 我们采用了 Smith 方案 (King *et al.*, 1994; Smith and Sandwell, 2003), 库仑破裂准则为:

$$\sigma_f = \tau - \mu_f \sigma_n . \tag{10}$$

这里 τ 、 σ_n 分别为断裂面上的剪应力和正应力, τ 取右旋滑动为正, σ_n 取张性为正, μ_f 为有效摩擦系数. 用 Smith 的 3D 体力的傅立叶解可以计算三维位移, 也可以计算应力张量. 对于直立走滑断层来说, 只需要计算水平应力分量 σ_{xx} 、 σ_{yy} 和 τ_{xy} . 断层面上的正应力和剪应力用下面的公式计算:

$$\sigma_n = \sigma_{xx} \sin^2 \theta - 2 \tau_{xy} \sin \theta \cos \theta + \sigma_{yy} \cos^2 \theta , \tag{11}$$

$$\tau = \frac{1}{2} (\sigma_{yy} - \sigma_{xx}) \sin 2 \theta + \tau_{xy} \cos 2 \theta . \tag{12}$$

式中: θ 为断层与 x 轴的夹角.

在我们使用的模型中, 假定地壳表面应力为零, 在闭锁深度处 d_2 是奇异的, 所以我们取 1/2 闭锁深度处应力来计算库仑应力积累率, 有效摩擦系数取 0.4. 我们计算了海原断裂带 5 个断层的库仑应力积累率 (表 1), 其空间分布见图 5.

用下面的公式计算单位长度上地震矩积累率 (Ward, 1994; Savage and Smpson, 1997)

$$\frac{M_i}{l} = \mu d_i v_i . \tag{13}$$

式中: M_i 为地震矩积累率, l 为断层长度, μ 为剪切模量, d_i 为第 i 段的闭锁深度, v_i 为第 i 段断层地滑动速率. 在计算时 μ 取 3.2×10^{10} Pa, 计算结果列于表 1.

3 结果分析与讨论

3.1 断层滑动速率和闭锁深度

毛毛山断裂西部与北祁连山活动断裂带相连, 东端与虎山断裂相接, 长约 40 km, 总体走向 $N70^\circ W$. 大约自中更新世以来, 断裂力学性质由压性转变为以左旋走滑为主的压扭性. 反演结果表明 (表 1), 毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.6 mm/a, 为 5 个断裂中最小的. 这与何文贵等 (1996) 利用地质地貌方法得到全新世滑动速率 3.69 mm/a, 袁道阳等 (1997) 利用黄土土剖面的古土壤年龄方法得到的结果 2.3 ~ 3.9 mm/a 非常一致; Lasserre *et al.* (1999) 同样用地质地貌方法计算的滑动速率为 12 ± 4 mm/a, 与我们的结果相差较大, Lasserre 的结果是毛毛山—老虎山断裂平均结果, 并未分段.

老虎山断裂位于青藏高原隆起区的东北缘, 该断裂主要形成于加里东期, 后经多次构造变动, 在中更新世, 断裂的力学性质由挤压逆冲转化为左旋走滑. 反演结果显示, 老虎山断裂左旋走滑速率为 10.5 mm/a, 与 Lasserre (1999) 根据地形地貌计算的毛毛山—老虎山断裂的滑动速度 (12 ± 4 mm/a) 比较一致, 与甘卫军等 (2005) 根据 GPS 资料正演的结果 (8.3 mm/a) 比较接近. 何文贵等 (1994) 根据最新测年资料, 求得老虎山断裂中更新世中期以来的水平滑动速率为 2.4 ~ 2.8 mm/a, 中更新世晚期以来为 3.65 ~ 4.17 mm/a, 晚更新世早期以来为 4.1 ~ 4.8 mm/a, 最大为 5.5 mm/a, 该断裂全新世滑动速率具有明显加快的趋势. 与何文贵等 (1994) 相比, 我

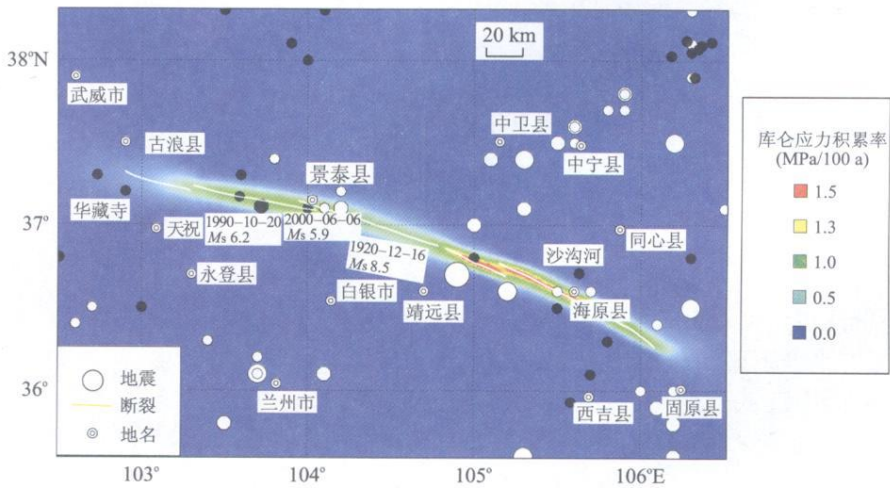


图 5 海原断裂带库仑应力积累率分布

Fig. 5 Coulomb stress accumulation rate in Haiyuan fault zone

白色实心圆为 1960 年前发生的地震, 黑色实心圆为 1960 年之后发生的地震

们的结果明显偏大,这种差异一方面可能是由于方法不同,反映的断裂滑动的时间尺度也不同,前者反映的是全新世以来 10^4 年尺度的平均速度,而用 GPS 观测数据反演得到的是断裂几年至十几年的滑动速度;另一方面,在该断裂附近, GPS 观测站较少,反演结果的精度有所降低。

海原断裂(狭义)是 1920 年海原 8.5 级地震中产生过破裂和错动的断裂段,其西段西自景泰东至大营水,长约 80 km;中段西自大营水东到干盐池盆地,位于南华山与西华山之间,长约 40 km;东段西起干盐池经南华山北至固原以西,长约 110 km。其晚第四纪活动以左旋走滑为主要特征,1920 年海原 8.5 级大地震产生 10.5 m 的最大左旋位移(张培震等, 2003)。反演结果显示,海原断裂带西段、中段和东段滑动速率依次为 3.5 mm/a、5.8 mm/a、5.7 mm/a。西段最小,中段和东段的滑动速率相当,这与国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局(1990)、甘卫军等(2005)的结果(2.9 ~ 3.3 mm/a、4.1 ~ 5.4 mm/a、5.8 ~ 7.7 mm/a)比较一致,中段和东段与 Ding *et al.* (2004) 的结果(6 mm/a)很接近,也接近 Lasserre(1999)结果(8 ± 2 mm/a)的下边界值,但与张希等(2005)的结果(1.1 ~ 1.7 mm/a)相差很大,他们仅用了网络工程区域站 1999—2001 年的 GPS 观测数据,观测站间距平均在 50 km 以上,也未使用 GPS 剖面观测数据。综上所述,在海原断裂带(狭义)上,大多数的研究结果比较一致。

反演结果还显示(表 1),毛毛山断裂闭锁深度为 22.2 km,为 5 段断裂中最深的一段;老虎山断裂闭锁深度为 11.4 km,而海原断裂带(狭义)西段、中段东段闭锁深度依次为 8.5 km、3.6 km、4.3 km。这与该地区地壳厚度沿该断裂带由西向东逐渐变小的变化趋势基本一致。在老虎山断裂 20 世纪以来,发生的最大一次地震为 1990 年天祝—景泰 6.2 级地震,其深度为 12 km,与我们反演的闭锁深度一致。1920 年海原 8.5 级地震的震源深度一般认为在 17 ~ 20 km 之间,而我们反演的闭锁深度与之相比要小得多,这可能是由于海原 8.5 级地震使断裂贯通比较彻底,在地壳下部还没有完全形成闭锁。由于闭锁深度浅,不能形成大量应变能积累,这可能是海原断裂带(狭义)自 1920 年海原 8.5 级地震后近 90 年来未发生 6.0 级以上地震的主要原因。

3.2 静态库仑应力和地震矩积累

3.2.1 库仑应力积累率 计算结果表明(表 1、图

5),海原断裂带库仑应力积累最大的区域为海原断裂(狭义)中段及东段,其平均值分别为 1.59 MPa/100 a 和 1.40 MPa/100 a;老虎山断裂次之,平均值为 0.98 MPa/100 a;而毛毛山断裂最小,平均值为 0.48 MPa/100 a。

库仑应力积累率与断层滑动速率、闭锁深度及断裂走向有关。通过研究发现,库仑应力积累率与闭锁深度近似成反比,而与滑动速率正相关。如海原断裂带(狭义)中段闭锁深度最浅,库仑应力积累率最大,毛毛山断裂闭锁深度最深(22.2 km),库仑应力积累率最小;老虎山断裂比海原断裂带(狭义)西段断层闭锁深度深,而前者的断层滑动率是后者的 3 倍,因而前者的库仑应力积累率比后者稍大。库仑应力积累率与压性正应力正相关,因而库仑应力积累率与断裂的走向有关。青藏高原总体向 NE 向运动,在北部受到阿拉善块体阻挡,在东北部受鄂尔多斯块体阻挡,特别在海原断裂东段,断裂走向由 NNE 转为 NE,地壳运动受到阻碍,断裂面上正应力增强,这是导致该段上库仑应力较大原因之一。

通过对比发现,高库仑应力积累率区和成核区与历史及现代强烈地震的发生有比较好的相关性,这与 Smith and Sandwell(2003)研究圣安德列斯断裂带所得结论一致。如 1920 年海原 8.5 级地震发生在库仑应力成核的区域和库仑应力积累率最大的海原断裂中东段。特别是近 20 年来发生的两次 6 级左右地震(1990 年天祝—景泰 6.2 级、2000 年景泰 5.9 级)均发生在库仑应力积累率相对较高、滑动速率最大且闭锁深度为中等(11.4 km)的老虎山断裂上。

3.2.2 地震矩积累率 单位长度地震矩积累率、库仑应力积累率与地震复发间隔一起可以对未来地震危险性做出一定的估计。由公式(10)可知,单位长度地震矩积累率与断层闭锁深度、滑动率成正比。由表 1 可以看出,断层闭锁深度为中等(11.4 km)、滑动速率最大的老虎山断裂地震矩积累率为 3.60×10^{14} Nm/100 a $\cdot$ km,是海原断裂带中最大的一段;而闭锁深度最深(22.2 km)、滑动速率最小(3.6 mm/a)的毛毛山断裂,震矩积累率为 3.29×10^{14} Nm/100 a $\cdot$ km,比老虎山断裂略小。地震矩积累率最小的为海原断裂中段,值为 0.63×10^{14} Nm/100 a $\cdot$ km,该段也是闭锁深度和滑动速率最小的断层。同时也可以看出,地震矩积累率与库仑应力积累率成反比关系,如地震矩积累率最小的为海原断裂中段也是库仑应力积累率最大的段,震矩积累率较大的毛毛山断裂,其库仑应力积累率是最小的。

4 结论

(1) 用基于力偶的 3D 体力模型, 通过傅立叶变换模拟任意深度的位移场, 断层数目和断层迹的复杂性对计算量影响很小, 在保持计算精度与数值方法一致的前提下大大提高了计算效率. 它的缺陷是仅适用于直立型断裂.

(2) 毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.6 mm/a, 闭锁深度为 22 km; 老虎山断裂左旋走滑速率为 10.5 mm/a, 闭锁深度为 11.4 km; 海原断裂带西段、中段和东段的滑动速率依次为 3.5, 5.8, 5.7 mm/a, 闭锁深度依次为 8.5, 3.6, 4.3 km.

(3) 毛毛山断裂左旋走滑运动速率小, 但闭锁深度大, 地震矩积累率较大, 有利于积累应变能, 该断裂也是 6 级以上地震的空区. 因此该断裂及附近地区具有发生强震背景条件. 老虎山断裂左旋走滑速率为 5 段中最大的, 其闭锁深度为 11.4 km, 其库仑应力积累率和地震矩积累率也比较大, 有利于中强地震的孕育. 海原断裂带中西段断裂闭锁深度浅, 但库仑应力积累率大, 这说明可能目前该断裂蠕滑的比例较大, 考虑到地震矩积累率小, 我们认为该断裂发生强烈地震的危险性较小, 这与海原断裂 6.7 级地震发生的概率为 0.035 的结论一致(冉洪流, 2004).

References

- Charles, G., 2006. Coulomb stress transfer and tectonic loading preceding the 2002 Denali fault earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96: 1662—1674.
- Deng, Q. D., 1982. Active faults in China. Seismic Press, Beijing (in Chinese).
- Ding, G. Y., Chen, J., Tian, Q. J., et al., 2004. Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan plateau. *Tectonophysics*, (380): 243—260.
- Fu, Z. X., Liu, G. P., Chen, Q. F., 2001. Dynamic analysis on interaction between the Haiyuan-Gulang-Changma great earthquake in the north boundary of the Tibetan plateau. *Seismology and Geology*, 23(1): 35—42 (in Chinese with English abstract).
- Gan, W. J., Cheng, P. G., Zhou, D. M., 2005. Observation of a GPS profile across main faults on northeast margin of Tibetan plateau and data analysis. *Seismology and Geology*, 27(2): 178—187 (in Chinese with English abstract).
- He, W. G., Liu, B. C., Lü, T. Y., et al., 1994. Study on the segmentation of Laohushan fault zone. *Northwestern Seismologic Journal*, 16(3): 66—72 (in Chinese with English abstract).
- He, W. G., Liu, B. C., Yuan, D. Y., et al., 2000. Research on slip rates of the Lenglongling active fault zone. *Northwestern Seismologic Journal*, 22(1): 90—97 (in Chinese with English abstract).
- He, W. G., Liu, B. C., Yuan, D. Y., et al., 1996. The Quaternary active characteristic of Maomaoshan fault. In: Study of Haiyuan fault zone. Science press, Beijing, 63—77 (in Chinese).
- Herring, T. A., 2006. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 4.10. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Institute of Geology, China Earthquake Administration, Ningxia Earthquake Administration, 1990. Haiyuan active fault zone. Earthquake Press, Beijing (in Chinese).
- King, G. C. P., Stein, R. S., Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(3): 935—953.
- King, R. W., Bock, Y., 2006. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, version 10.3. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Lasserre, C., Bukchin, B., Bernard, P., et al., 2001. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu (Mw=5.2) and 1995 July 21 Yongden (Mw=5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China). *Geophys. J. Int.*, 144(1): 206—220.
- Lasserre, C., Morel, P. H., Gaudemer, Y., et al., 1999. Post glacial left slip rate and past occurrence of M>8 earthquakes on the western Haiyuan fault (Gansu, China). *J. Geophys. Res.*, 104(B8): 17633—17652.
- Lasserre, C., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., et al., 2002. Fast Late Pleistocene slip rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China. *J. Geophys. Res.*, 107(B11): 1—15.
- Li, S. L., Zhang, X. K., Zhang, C. K., et al., 2001. Study on crust structure of haiyuan strong earthquake region. *Earthquake Research in China*, 16—23 (in Chinese with English abstract).
- Liu, J., Xu, X. W., Li, Y. F., et al., 2007. On the completeness of paleoseismic records of strike-slip faults: An example from the Laohushan segment of the Haiyuan fault in Gansu, China, with a discussion of several problems in the paleoearthquake study. *Geological Bulletin of China*, 26(6): 650—660 (in Chinese with English abstract).
- Matsu'ura, M., Jackson, D. D., Cheng, A., 1986. Dislocation

- model for aseismic crustal deformation at Hollister, California. *J. Geophys. Res.*, 91(B12): 12661—12674.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4): 1135—1154.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(2): 1018—1040.
- Parsons, T., 2006. Tectonic stressing in California modeled from GPS observations. *J. Geophys. Res.*, 111(b03407): 1—16.
- Parsons, T., Yeats, R. S., Yagi, Y., et al., 2006. Static stress change from the 8 October, 2005 $M = 7.6$ Kashmir earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L06304): 1—4.
- Ran, H. L., 2004. Earthquake probabilities and magnitude distribution ($m \geq 6.7$) along the Haiyuan fault, northwestern China. *Acta Seismologica Sinica*, 26(6): 609—615 (in Chinese with English abstract).
- Ran, Y. K., Deng, Q. D., 1998. Paleoequakes along Haiyuan fault and discussion of grading on rupture of large earthquakes. *Quaternary Sciences*, (3): 271—278 (in Chinese with English abstract).
- Savage, J. C., Smpson, R. W., 1997. Surface strain accumulation and the seismic moment tensor. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, (8): 1345—1353.
- Shi, Y. L., 1992. Some application of genetic algorithm in geophysical inversion problems. *Chinese Journal of Geophysics*, 35(Suppl.): 367—371 (in Chinese with English abstract).
- Smith, B., Sandwell, D., 2003. Coulomb stress accumulation along the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.*, 108(B6): 1—14.
- Smith, B., Sandwell, D., 2004. A three-dimensional semi-analytic viscoelastic model for time-dependent analyses of the earthquake cycle. *J. Geophys. Res.*, 109(B12): 1—25.
- Surveying and Mapping College of Wuhan University, 2003. Theory of error and foundation of survey adjustment. Wuhan University Press, Wuhan (in Chinese).
- Thatcher, W., 1996. Microplate model for the present-day deformation of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 112(B01401): 1—13.
- Wan, Y. G., Shen, Z. K., Zeng, Y. H., et al., 2007. Evolution of cumulative coulomb failure stress in northeastern Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau and its effect on large earthquake occurrence. *Acta Seismologica Sinica*, 29(2): 115—129 (in Chinese with English abstract).
- Wang, M., Shen, Z. K., Niu, Z. J., et al., 2003. The active block model of crustal movement in China mainland. *Science in China (Series D)*, 33(Suppl.): 21—32 (in Chinese).
- Ward, S. N., 1994. A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84: 1293—1309.
- Weertman, J., 1964. Continuum distribution of dislocations on faults with finite friction. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, (54): 1035—1058.
- Xu, X. W., Yu, G. H., Chen, G. H., et al., 1998. Near-surface character of permanent geologic deformation across the mega-strike-slip faults in the northern Tibetan plateau. *Seismology and Geology*, 29(2): 201—217 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, D. Y., Liu, B. C., Lü, T. Y., et al., 1997. Slip rates of the Maomaoshan fault zone in Gansu Province obtained by using ages of loess-palaeosol sequence. *Seismology and Geology*, 19(1): 1—8 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, Y. H., 2001. Viscoelastic stress triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 28(15): 3007—3010.
- Zhang, P. Z., Min, W., Deng, Q. D., et al., 2003. Paleoearthquake rupture behavior and recurrence of great earthquakes along the Haiyuan fault, northwestern China. *Science in China (Series D)*, 33(8): 705—713 (in Chinese).
- Zhang, Q. W., Zhang, P. Z., Wang, C., et al., 2004. Interaction of active faults and its effect on earthquake triggering and delaying. *Acta Geoscientica Sinica*, 25(4): 483—488 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, X., Jiang, Z. S., Wang, Q., et al., 2005. Inversion for negative dislocation on elastic block boundaries along the northeast margin of Qinghai-Xizang block and prediction for strong earthquake location. *Acta Seismologica Sinica*, 27(6): 620—629 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, S. Y., 2008. Seismicity simulation in western Sichuan of China based on the fault interactions and its implication on the estimation of the regional earthquake risk. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(1): 165—174 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 邓起东, 1982. 中国活动断裂. 北京: 地震出版社.
- 傅征祥, 刘桂萍, 陈棋福, 2001. 青藏高原北缘海原、古浪、昌马大地震间相互作用的动力学分析. *地震地质*, 23(1): 35—42.

甘卫军, 程朋根, 周德敏, 2005. 青藏高原东北缘主要活动断

- 裂带 GPS 加密观测及结果分析. 地震地质, 27(2): 178—187.
- 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局, 1990. 海原活动断裂带. 北京: 地震出版社.
- 何文贵, 刘百箴, 吕太乙, 等, 1994. 老虎山断裂带的分段性研究. 西北地震学报, 16(3): 66—72.
- 何文贵, 刘百箴, 袁道阳, 等, 1996. 毛毛山断裂带晚第四纪活动特征. 海原活动断裂研究(5). 北京: 科学出版社, 63—77.
- 何文贵, 刘百箴, 袁道阳, 等, 2000. 冷龙岭活动断裂的滑动速率研究. 西北地震学报, 22(1): 90—97.
- 李松林, 张先康, 张成科, 等, 2001. 海原 8.5 级大震区地壳结构探测研究. 中国地震, 17(1): 16—23.
- 刘静, 徐锡伟, 李岩峰, 等, 2007. 以海原断裂甘肃老虎山段为例浅析走滑断裂古地震记录的完整性. 地质通报, 26(6): 650—660.
- 冉洪流, 2004. 海原断裂带 $M \geq 6.7$ 地震概率及其震级分布. 地震学报, 26(6): 609—615.
- 冉勇康, 邓起东, 1998. 海原断裂的古地震及特征地震破裂的分级性讨论. 第四纪研究, (3): 271—278.
- 石耀霖, 1992. 遗传算法在地球物理反演问题中的一些应用. 地球物理学报, 35(增刊): 367—371.
- 万永革, 沈正康, 曾跃华, 等, 2007. 青藏高原东北部的库仑应力积累演化对大地震发生的影响. 地震学报, 29(2): 115—129.
- 王敏, 沈正康, 牛之俊, 等, 2003. 现今中国大陆地壳运动与活动块体模型. 中国科学(D 辑), 33(增刊): 21—32.
- 武汉大学测绘学院测量平差学科组, 2003. 误差理论与测量平差基础. 武汉: 武汉大学出版社.
- 徐锡伟, 于贵华, 陈桂华, 等, 1998. 青藏高原北部大型走滑断裂带近地表地质变形带特征分析. 地震地质, 29(2): 201—217.
- 袁道阳, 刘百箴, 吕太乙, 1997. 利用黄土剖面的古土壤年龄研究毛毛山断裂的滑动速率. 地震地质, 19(1): 1—8.
- 张培震, 闵伟, 邓起东, 等, 2003. 海原活动断裂带的古地震与强震复发规律. 中国科学(D 辑), 33(8): 705—713.
- 张秋文, 张培震, 王乘, 等, 2004. 断层间相互作用的触震与缓震效应定量评价. 地球学报, 25(4): 483—488.
- 张希, 江在森, 王琪, 等, 2005. 青藏块体东北缘弹性块体边界负位错反演与强震地点预测. 地震学报, 27(6): 620—629.
- 周仕勇, 2008. 川西及邻近地区地震活动性模拟和断层间相互作用研究. 地球物理学报, 51(1): 165—174.