

万永革,沈正康,刁桂苓等. 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. 地球物理学报, 2008, 51(3): 793~804

Wan Y G, Shen Z K, Diao G L, et al. An algorithm of fault parameter determination using distribution of small earthquakes and parameters of regional stress field and its application to Tangshan earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51 (3) :793~804

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

万永革^{1,2}, 沈正康², 刁桂苓³, 王福昌¹, 胡新亮³, 盛书中¹

1 防灾科技学院, 河北三河 065201

2 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

3 河北省地震局, 石家庄 050021

摘 要 根据成丛小震发生在大震断层面及其附近的原则, 将模拟退火算法和高斯-牛顿算法结合, 给出了利用小震密集程度求解主震断层面走向、倾角、位置及其误差的稳健估计方法, 在此基础上考虑区域构造应力参数, 给出了估计在已求得的断面上的滑动角的方法. 该方法还可用于小震活跃地区活断层走向、倾角和滑动角的确定. 将这种方法用于唐山地震序列, 采用 2002 年 4 月 1 日至 2006 年 5 月 31 日发生在地震破裂区的精定位地震目录, 取得了唐山地震、滦县地震、宁河及卢龙断裂带的断层面走向、倾角、位置及滑动角参数. 与前人给出的断层面解进行比较, 发现利用小震精定位资料和区域构造应力场得到的结果与前人采用其他资料和方法得到的结果近似, 验证了这种方法的有效性. 另外, 本研究首次发现滦县地震区东部的小震呈北东-南西向条带状成丛发生, 可精确刻画为一条断裂带, 较为精确地确定了此断层的走向、倾角和滑动角. 该断裂及宁河断裂在唐山地震序列发生时是否破裂需要运用其他资料进行验证.

关键词 断层面解, 小震丛集, 最小二乘解, 唐山地震, 滦县地震

文章编号 0001-5733(2008)03-0793-12

中图分类号 P315, P542

收稿日期 2007-07-27, 2008-01-15 收修定稿

An algorithm of fault parameter determination using distribution of small earthquakes and parameters of regional stress field and its application to Tangshan earthquake sequence

WAN Yong-Ge^{1,2}, SHEN Zheng-Kang², DIAO Gui-Ling³, WANG Fu-Chang¹,
HU Xin-Liang³, SHENG Shu-Zhong¹

1 Institute of Disaster Prevention Science and Technology, CEA, Hebei Sanhe 065201, China

2 State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, CEA, Beijing 100029, China

3 Hebei Seismological Bureau, Shijiazhuang 050021, China

Abstract It is known that clustered small earthquakes often occur in the fault plane vicinities of large earthquakes. Based on the simulated annealing and Gauss-Newtonian nonlinear inversion algorithms, we develop a robust algorithm to estimate fault plane parameters of strong earthquakes such as strike, dip, and location using data of densely populated small events. Rake angle of the fault plane is further inferred from regional tectonic stress parameters. This method can also be employed for determination fault plane parameters of an active fault using data of

基金项目 国家自然科学基金(40374012)和地震动力学国家重点实验室开发基金(LED0706)资助.

作者简介 万永革,男,1967年生,研究员,2001年获中国地震局地球物理研究所博士学位,主要从事地震学、地球动力学方面的研究.

E-mail: wanyg217217@vip.sina.com.cn

densely populated small earthquakes. We apply the algorithm to investigate the fault planes of the 1976 Tangshan, Luanxian, and Ninghe earthquakes and the Lulong fault, using precisely relocated earthquakes which occurred near the earthquake rupture zone between 1 April 2002 and 31 May 2006, and obtain the parameters of strike, dip, location, and rake angle of these fault planes. Our estimated fault planes are close to the results of previous studies, testing the validity of our method. In addition, we discover an aligned seismic belt east of the Luanxian seismic zone trending NE-SW, in the form a fracture zone. The faulting parameters of the fracture zone such as the strike, dip and rake are determined accurately. It is still an open question whether the Luanxian and Ninghe faults have ruptured during the Tangshan earthquake sequence, answers to the question await for further multi-disciplinary studies and bear great significance for the understanding of dynamic processes of the Tangshan earthquake sequence.

Keywords Fault plane solution, Small earthquake clustering, Least-squares solution, Tangshan earthquake, Luanxian earthquake

1 引言

地震震源机制是描述地震的重要参数,在地球物理学研究中占有重要位置,利用该参数可以确定地壳深部应力场.目前往往通过 P 波初动^[1]、体波波形^[2~4]、面波波形^[5,6]和大地测量数据^[7~8]测定地震震源机制.利用 P 波初动,一个台站只用一个初动符号,因此要完全确定地震震源机制往往需要较好的台站覆盖.目前很多地震震源机制的确定,特别是在中国大陆台站较为稀疏的地区,难以满足这样的条件.利用体波和面波数据求解地震震源机制,由于地壳浅部具有相当复杂的结构,往往采用远震波形数据来避免浅部复杂构造的影响,而远震数据对地震破裂细节难有很好的约束.地震同震大地测量数据可以有效地约束地震破裂面^[9],然而目前中国大陆地区的大地测量的密度远非达到确定地震破裂细节的程度的要求.

大地震发生后的数年内,大量小震在断层及其附近发生.因此小震震源位置的空间分布可以较精确地勾画出断层面的形状和位置.假定地震发震断层可以用一个平面来模拟,且设大多数小震发生在此断层附近,则可以通过小震震源位置参数求解发震断层的走向、倾角及位置.早在 1992 年,王鸣和王培德^[10]就采用这种原则,运用小孔径观测台网求得的小震数据求得了 1989 年大同阳高地震的断层面.然而他们采用的高斯-牛顿法强烈依赖于初始解,如果初始解选取不合适,则得到的解会远离真实解.另外,他们也未给出确定断层走向和倾角的误差、断层面位置及断层面上滑动角的估计方法.本研究

给出根据小震位置确定主震断层面走向、倾角的模拟退火全局搜索和高斯牛顿局部搜索相结合的方法.该方法不仅能在全局搜索最优解,而且可以估计参数的误差,并且在求得大震断层面后还可以根据区域构造应力场参数得到断层面上滑动角的估计.这样如果在地震之后快速确定小震的震源位置,则可以独立于体波、面波和大地测量数据之外给出地震断层面参数的另外一种约束.

此外通过地质方法仅能观测活断层的地表破裂形迹,深部断层与浅部破裂构造形态可能有很大差异.如 1679 年三河平谷大地震的深地震反射探测研究就表明了深部构造和浅部构造的巨大差异^[11].一般来讲地震沿活断层发生^[12,13].近年来随着地震主事件定位法^[14]和双差定位法^[15]在震学中的应用,小震定位精度越来越高,资料大大增加,使得采用小震的丛集性确定深部活断层几何形态成为可能^[16,17].然而,前人研究^[13,16,17]采用小震精确定位的丛集性描述断层几何形态并非定量描述,迫切需要量化来对深部断层进行更为精确的描述.因此,该方法在确定地质活断层几何形态上具有重要意义.

采用上述方法求解地震断层参数需要大量小震震源参数.1976 年 7 月 28 日的唐山地震是历史上破坏最严重的事件之一.主震之后约 15 h 又发生了 $M_s 7.1$ 滦县地震,从而造成更严重的灾害.之后有大量小震发生.许忠淮^[18]采用该地震序列的较小地震震源机制得到了地震破裂西区、中区和东区的局部应力场方向及反映应力相对大小的参数 R .因此该地震是应用上述方法的理想震例.本文分别采用唐山地震和滦县地震断层面附近近年来大量精定位的

小震资料求解断层走向和倾角及其误差范围,根据小震在断层面周围的分布确定地震断层面的位置,采用许忠淮^[18]得到的局部应力场参数得到地震断层滑动角及其误差。

2 求解断层面的数学模型

给出通过小震震源位置参数来求解发震断层参数的数学模型,即寻求一个平面,使所有小震震源位置到这个平面距离的平方和最小^[10]。

设在地理坐标系中, (x_i, y_i, z_i) 表示第 i 个小震震源位置,由文献^[19]知断层面法向量在地理坐标系中表示为 $(\sin\varphi\sin\delta, -\cos\varphi\sin\delta, \cos\delta)$, 其中, φ 为断层走向, δ 为断层倾角。于是断层面在地理坐标系中的方程为

$$x\sin\varphi\sin\delta + y(-\cos\varphi)\sin\delta + z\cos\delta - \rho = 0, \quad (1)$$

这里, ρ 为断层面距坐标原点的距离。所以震源点 (x_i, y_i, z_i) 到平面的距离为

$$D_i = x_i\sin\varphi\sin\delta + y_i(-\cos\varphi)\sin\delta + z_i\cos\delta - \rho. \quad (2)$$

建立目标函数为所有小震到断层面垂直距离与观测误差比值的平方和:

$$E(\rho, \varphi, \delta) = \sum_{i=1}^n \left(\frac{D_i}{\sigma_i} \right)^2, \quad (3)$$

E 为关于 ρ, φ, δ 的三元非线性函数, n 为参加拟合的小震数目。 σ_i 表示为第 i 个小震的定位误差。一般稍大地震的观测数据约束较多,往往具有较小的误差。理论上,该误差应该是小震位置距断层面距离的误差,但这里的断层面几何参数为未知数,我们可采用定位总误差给出。如果第 i 个小震的经度方向、纬度方向和深度方向的误差为 $\delta\lambda_i, \delta\varphi_i, \delta h_i$, 则根据误差传播公式得出震源位置总误差为:

$$\sigma_i = \sqrt{\delta\lambda_i^2 + \delta\varphi_i^2 + \delta h_i^2}, \quad (4)$$

我们的问题即为寻找参数 ρ, φ, δ 的值,使得(4)式为最小值。

3 断层面模型求解

上面所描述的问题是一个超定非线性拟合问题,传统的求解方式有两类:局部算法和全局算法。局部算法依赖于目标函数的导数信息,在某一个初值模型附近求解最优的解答。其中最常用的是矩阵反演方法,例如最小二乘法。王鸣和王培德^[10]就采

用了这种算法。局部方法的优点是求解速度快,但是由于它依靠目标函数的导数求解,因此解答是对局部极值的求解,依赖于初始模型,并非全局最优解。全局算法的特点是不需要计算目标函数的导数,对目标函数的搜索完全是随机的,因而可以获得全局最优的解答。蒙特卡洛法是全局搜索算法的典型代表。由于蒙特卡洛法存在效率低的根本弱点,近年来国内外学者相继提出一些效率更高的全局搜索算法,如遗传算法^[20]、模拟退火算法^[21]等。

模拟退火算法是目前国际上发展较快的全局反演方法,在地球物理学界得到广泛的应用^[22~25]。该方法通过在给定解附近随机扰动来搜索整个参数空间。它不仅允许目标函数值减少,而且在一定的概率下允许目标函数值增加。随机扰动的幅度(接收目标函数值增加的概率)由控制参数 T (类似于物理降温过程的温度)来确定。退火方案控制着降温的速率。通过准则随机接受目标函数增大的步骤跳出局部极值而达到全局最优。在优化过程中, T 缓慢下降,致使接受目标函数值增大的概率也逐渐下降。

与蒙特卡洛方法相比,模拟退火算法对目标函数的搜索也是完全随机的,但它要求在每次迭代中试验点落在解空间中的位置必须满足一定的概率分布。这一改进使它明显优于蒙特卡洛法。然而由于它仍然建立在随机搜索方法基础上,为了得到试验点在解空间的均匀分布,每次迭代必须进行足够多次的目标函数计算,这使得其计算量很大,并且模拟退火算法不能估计解的分辨率。

对其改进的一种算法是首先采用模拟退火算法得到全局搜索初始解,然后采用高斯-牛顿法对解进行进一步优化。这样采用高斯-牛顿法不仅可以获得最佳解,还可求得解的误差范围,从而对解进行评价。

高斯-牛顿算法是一种迭代算法^[26]。对于上面描述的问题可归结为一个超定非线性方程组的最小二乘求解:

$$\begin{cases} x_1\sin\varphi\sin\delta + y_1(-\cos\varphi)\sin\delta + z_1\cos\delta - \rho = 0 \pm \delta d_1, \\ x_2\sin\varphi\sin\delta + y_2(-\cos\varphi)\sin\delta + z_2\cos\delta - \rho = 0 \pm \delta d_2, \\ \vdots \\ x_n\sin\varphi\sin\delta + y_n(-\cos\varphi)\sin\delta + z_n\cos\delta - \rho = 0 \pm \delta d_n, \end{cases} \quad (5)$$

其中,断层走向 φ , 倾角 δ 和坐标系原点到断层面的距离 ρ 为未知数, δd_i 理论为地震位置到断层面距离的误差,在实际工作中可采用定位误差 σ 代替。

该非线性方程组可简写为:

$$\mathbf{F}(\mathbf{x}) = 0 \pm \delta \mathbf{d}. \quad (6)$$

把向量值函数 $\mathbf{F}(\mathbf{x})$ 在第 k 次迭代的点 $\mathbf{x}^{(k)}$ 做一阶 Taylor 展开,取线性函数部分近似为(6)式,则 $\mathbf{x}^{(k)}$ 邻域内的新解 $\mathbf{x}^{(k+1)}$ 与 $\mathbf{x}^{(k)}$ 的关系为:

$$\mathbf{F}(\mathbf{x}^{(k)}) + \mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)})(\mathbf{x}^{(k+1)} - \mathbf{x}^{(k)}) = 0 \pm \delta \mathbf{d}, \quad (7)$$

其中 $\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)})$ 是向量值函数 $\mathbf{F}(\mathbf{x})$ 在点 $\mathbf{x}^{(k)}$ 处的 Jacobi 矩阵.(7)式可写为:

$$\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)})(\mathbf{x}^{(k+1)} - \mathbf{x}^{(k)}) = -\mathbf{F}(\mathbf{x}^{(k)}) \pm \delta \mathbf{d}, \quad (8)$$

这是一般形式的线性方程组,其解法较为成熟.这里采用最大似然法^[27~29]得到迭代公式:

$$\hat{\mathbf{x}}^{(k+1)} = \mathbf{x}^{(k)} - ((\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)}))^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)}))^{-1} \times (\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)}))^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{F}(\mathbf{x}^{(k)}), \quad (9)$$

其中, \mathbf{C}_d^{-1} 为误差 $\delta \mathbf{d}$ 的协方差矩阵的逆矩阵.

解的协方差矩阵可表示为:

$$\mathbf{C} = ((\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)})))^{-1}, \quad (10)$$

\mathbf{C} 矩阵对角线元素的开方即为解的标准差.

解的验后残差可表示为:

$$\chi^2 = \frac{(\mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}))}{(m - Ra)}, \quad (11)$$

其中 m 为数据个数,即方程的个数, Ra 为模型参数个数.

实现上述将模拟退火算法和高斯牛顿算法结合的具体步骤为:

(1)给定模型每一个参数变化范围和终止条件,包括迭代最大次数和解的精度.在参数变化范围内随机选择一个初始模型 \mathbf{x}_0 ,按(4)式计算相应的目标函数值 $E(\mathbf{x}_0)$.

(2)对当前模型进行标准差为 0.01 的扰动,产生一个新模型 \mathbf{x} ,计算相应的目标函数值 $E(\mathbf{x})$,得到新模型目标函数 $E(\mathbf{x})$ 与原模型目标函数 $E(\mathbf{x}_0)$ 的差: $\Delta E = E(\mathbf{x}) - E(\mathbf{x}_0)$.

(3)若 $\Delta E < 0$,则新模型被接受;若 $\Delta E > 0$,则新模型 m 按概率 $P_{ro} = \exp(-\Delta E/T)$ 进行接受, T 为温度.当模型被接受时,置 $\mathbf{x}_0 = \mathbf{x}$, $E(\mathbf{x}_0) = E(\mathbf{x})$.

(4)在温度 T 下,重复一定次数的扰动和接受过程,即重复步骤(2)、(3).

(5)缓慢降低温度 T .

(6)重复步骤(2)~(5),直至终止条件满足,得到全局最优解.

(7)将模拟退火算法的最优解取作高斯-牛顿法的初值 $\mathbf{x}^{(0)}$,指定精度 ϵ .

(8)计算向量值函数 $\mathbf{F}(\mathbf{x}^{(k)})$ 和函数的 Jacobi 矩阵 $\mathbf{F}'(\mathbf{x}^{(k)})$,按(10)式进行迭代.

(9)若 $\mathbf{x}^{(k+1)} - \mathbf{x}^{(k)} < \epsilon$,停止迭代.

(10)给出数据拟合差和解的标准差.

4 断层边界的确定

我们根据小震密集程度确定断层面所在位置.由于确定断层段断层参数的小震已分别确定,因此采用 90% 的小震所在区域为断层面的位置似乎是合理的.这样只有 10% 的小震落在断层面外的区域.因此,我们将最上面的 2.5% 小震的底边界作为该断层面的上边界,将最深部发生的 2.5% 的小震的上边界作为该大震断层面的下边界,将地震丛集最左端的 2.5% 小震的右边界作为大震断层面的左边界,将地震丛集右端的 2.5% 小震的左边界作为大震断层面的右边界.由此可以确定大震断层面的四个顶点位置.

5 断层面上滑动角的确定

虽然根据小震丛集程度可以判断断层的走向和倾角,然而滑动角对于地震断层相互作用研究是至关重要的.本文基于一定合理假定——地震断层错动方向与局部应力场在该断层面上作用的剪切应力方向一致,给出断层滑动角的估计方法如下:

设构造应力场 P 轴走向 φ_P ,俯角 δ_P , T 轴走向 φ_T ,俯角 δ_T ,则在北东下地理坐标系中方向矢量可表示为:

$$\mathbf{T} = (\cos\varphi_T \cos\delta_T, \sin\varphi_T \cos\delta_T, \sin\delta_T), \quad (12)$$

$$\mathbf{P} = (\cos\varphi_P \cos\delta_P, \sin\varphi_P \cos\delta_P, \sin\delta_P), \quad (13)$$

中间轴(B 轴)的方向可由下式求得:

$$\mathbf{B} = \mathbf{P} \times \mathbf{T}, \quad (14)$$

在研究地震震源机制和构造应力场之间的关系时,经常引入表示主应力相对大小的量 R :

$$R = \frac{S_2 - S_3}{S_1 - S_3}, \quad (15)$$

其中, S_1, S_2, S_3 为最大主应力、中间主应力和最小主应力.在研究构造应力场时,只考虑偏应力张量,有

$$S_1 + S_2 + S_3 = 0. \quad (16)$$

因此, S_3 通常为负值.由于我们考虑的是地应力的相对大小,我们设 $S_3 = -1$,则根据上式可得:

$$S_1 + R(S_1 + 1) - 2 = 0, \quad (17)$$

因此

$$S_1 = \frac{2 - R}{R + 1}, S_2 = R(S_1 + 1) - 1. \quad (18)$$

这样,应力在主轴坐标系中可表示为:

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} S_1 & 0 & 0 \\ 0 & R(S_1 + 1) - 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}. \quad (19)$$

若根据上述方法或地质调查得到地震断层走向 φ , 倾角 δ , 则该断层滑动方向和法向在北东下地理坐标系中可表示为

$$\mathbf{l} = (\cos\varphi, \sin\varphi, 0), \quad (20)$$

$$\mathbf{m} = (-\sin\varphi\cos\delta \quad \cos\varphi\cos\delta \quad \sin\delta), \quad (21)$$

$$\mathbf{n} = (\sin\varphi\sin\delta \quad -\cos\varphi\sin\delta \quad \cos\delta), \quad (22)$$

其中, \mathbf{l} , \mathbf{m} , \mathbf{n} 分别为断层面的走向, 沿断层面向下方向和法向。

将主轴坐标系中的应力张量(式)表示在断层坐标系 \mathbf{l} , \mathbf{m} , \mathbf{n} 中. 则沿断层走向和倾向的应力可表示为:

$$T_1 = \cos(\mathbf{T}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{T}, \mathbf{l})S_1 + \cos(\mathbf{B}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{B}, \mathbf{l})S_2 + \cos(\mathbf{P}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{P}, \mathbf{l})S_3, \quad (23)$$

$$T_2 = \cos(\mathbf{T}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{T}, \mathbf{m})S_1 + \cos(\mathbf{B}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{B}, \mathbf{m})S_2 + \cos(\mathbf{P}, \mathbf{n})\cos(\mathbf{P}, \mathbf{m})S_3, \quad (24)$$

这样, 滑动角可表示为:

$$\gamma = \tan^{-1} \frac{T_2}{T_1}. \quad (25)$$

在第 2 节我们给出地震断层面的走向和倾角的数值及其标准差. 为估计滑动角的标准差还需知道局部应力场 P 、 T 轴走向、倾俯角、求解应力场方向的 R 值及其标准差. 我们采用数值方法求解滑动角对各个输入参数的偏导数:

$$\frac{\partial f(a)}{\partial x} = \frac{f(a+h) - f(a-h)}{2h}. \quad (26)$$

其中 f 为各输出参数, h 为步长. 这样滑动角的标准误差的平方可表示为:

$$\begin{aligned} [\delta\gamma]^2 &= \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\varphi}\delta\varphi\right)^2 + \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\delta}\delta\delta\right)^2 + \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\varphi_P}\delta\varphi_P\right)^2 \\ &+ \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\delta_P}\delta\delta_P\right)^2 + \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\varphi_T}\delta\varphi_T\right)^2 + \left(\frac{\partial\gamma}{\partial\delta_T}\delta\delta_T\right)^2 \\ &+ \left(\frac{\partial\gamma}{\partial R}\delta R\right)^2, \end{aligned} \quad (27)$$

其中, $\delta\varphi$, $\delta\delta$, $\delta\varphi_P$, $\delta\delta_P$, $\delta\varphi_T$, $\delta\delta_T$, δR 分别为地震断层走向、倾角、局部应力场 P 轴走向和倾角、 T 轴走向和倾角、 R 值的标准差. 这样就可以求出滑动角的标准差.

6 唐山地震序列中的应用

唐山地震发生于地震较为活跃的华北盆地北缘. 该处构造以北北东向的右旋走滑断层为特

征^[30]. 前人对唐山主震进行了充分的研究. 小震分布研究也表明小震带可分为南北两个断层段^[31], 断层段的交接点在唐山市. 唐山地震后约 15 h 发生的滦县地震具有正断性质^[32].

2002 年以前, 由于台站密度所限, 对唐山地震序列震源区的小震定位误差较大. 2002 年有 107 台地震仪同时传输记录的首都圈数字地震台网建成并投入正式运行, 唐山地震序列震源区在首都圈台网的范围内. 我们收集了河北省地震局利用首都圈数字地震台网的资料编制的唐山地震的观测报告, 2002 年 4 月 1 日至 2006 年 5 月 31 日共 2425 次中小地震. 采用双差定位法^[15]和根据于湘伟等^[33,34]的研究成果确定的速度模型, 对这些小震进行了重新定位, 获得 1998 次地震的定位结果, 删除误差大于 1000 m 和同一矩心地震数目很少的地震, 最终得到 1896 个高精度的定位结果. 这些定位结果占了定位地震的大多数, 其纬向误差均值为 22.8 m、经向误差均值为 20.6 m、深度误差均值为 28.2 m. 震级在 $M_L=1\sim 4$ 的范围之间. 采用双差法定位有时会出现震源深度为负值的地震(杨智娴, 私人通讯), 但本研究定位结果均不含震源深度为负值的情况. 另外, 我们对 1.0 km 以上的 106 个地震的近台 S 波和 P 波到时差进行了分析, 发现到时差小于 5 s 的占 93.4%(其中 0.8~3.0 s 的占 31.1%, 3~5 s 的占 66.3%), 到时差在 5~6.7 s 的占 6.6%. 这说明我们定位的浅部地震都有近台资料控制, 是较为精确的定位结果. 未能用双差法定位的 427 次地震很多分布在断层东北分叉处, 离散分布地震也有, 但去掉这些地震后并不影响精定位小震分布的总体图像. 这些高精度的小震定位结果为精确刻画唐山地震序列的地震断层面提供了可能.

虽然采用双差定位可以得到地震位置误差, 但由于主震破裂周围细小破裂的存在使得小震破裂发生在主破裂面周围的一个破裂带内, 因此双差定位误差不能作为确定断层主破裂面走向、倾角和位置的数据误差. 另外, 对唐山地震序列的双差定位误差进行的研究表明, 双差定位误差与小震发生空间密度并没有特定的关系. 因此, 我们假定每个小震具有相同的定位精度, 误差 σ_i 均为 1, 从而根据(12)式得到反演后 χ^2 一般不等于 1. 我们假定模型全部为数据所解释, 则 χ^2 不等于 1 的情况完全是由于(10)式的计算中将定位误差假定为 1 造成的. 据此可得到 C_d 的幅度因子值. 这样根据(11)式可解得估计参数的标准差.

根据唐山地震和滦县地震区的上述精确小震定位资料可见,唐山地震可清楚地分为两段:主震北段和主震南段(图 1a). 根据 Shedlock 等^[31]的分析,唐山地震破裂在西南部受到预存宁河断裂的截断而中止,并且宁河断裂段也有足够多的小震发生,1977 年 11 月 27 日 22 时 46 分(GMT)该处发生了 $M_{\text{w}} 5.8$ ($M_{\text{w}} 4.5$)地震(中国地震台网给出震中为 $39^{\circ}12'N$, $118^{\circ}01'E$),哈佛大学给出的震源机制为走向 250° , 倾角 45° , 滑动角 -90° , 为一纯正断层机制地震. 因此该断裂近年来可能一直为正断层性质,我们在确定断层面中也加入了宁河断层参数的反演. 滦县地震区左端呈丁字形分叉,为东北向和东南向延伸的

破裂. 滦县地震发生在东南向断层上,本研究运用该方向破裂的小震确定滦县地震破裂面,而将东北方向延伸的小震条带状成丛确定为另外的断层面,仿照 Shedlock 等^[31],我们称之为卢龙断裂. 精确定位的小震深度分布表现为两个优势层位: -5 km 以上的层位和 5 km 以下的层位(图 1b). 由于 Shedlock 等^[31]研究表明地震破裂在 7 km 以下,因此我们认为 5 km 以上的小震系深部破裂引发的沉积层的破裂,在确定发震断层面上不予考虑. 我们在断层各个段的矩形区域内选择各段的小震(图 1a)分别进行反演,求得断层的走向、倾角、距坐标原点的距离及断层的 4 个顶点位置(表 1).

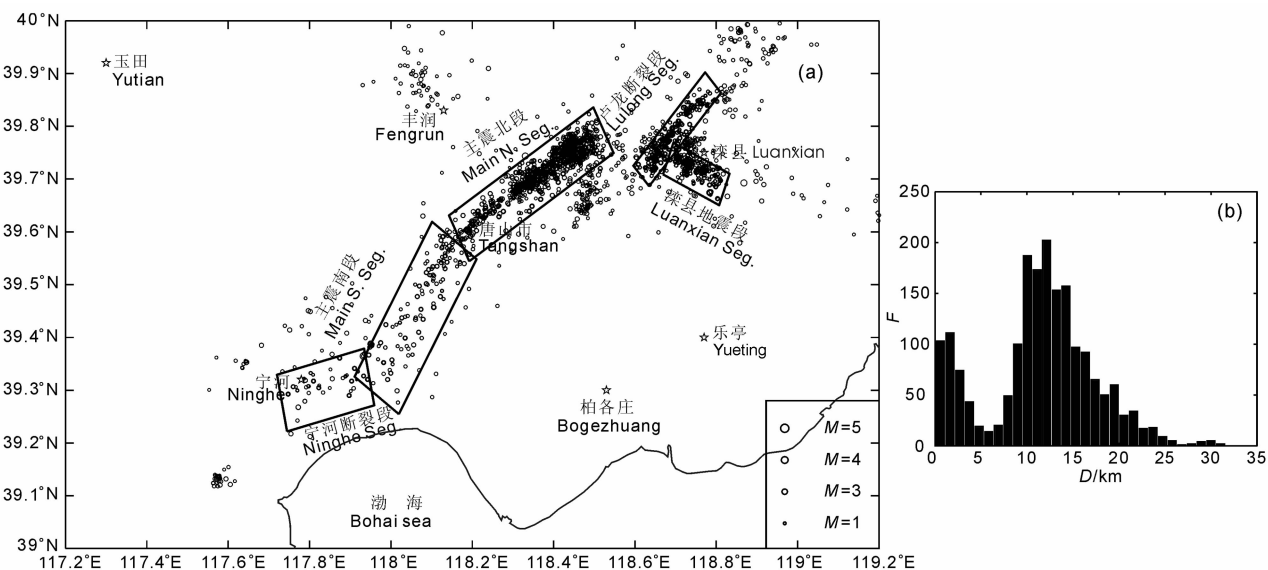


图 1 (a)唐山地震序列区的小震(圆圈)分布、反演断层走向和倾角所用的小震范围(粗方框);

(b)唐山地震序列区小震的深度分布. F 表示地震频度

Fig 1 (a) Spatial distribution of small earthquakes (circles) and the data selection areas (thick rectangles);

(b) Depth distribution of small earthquakes of the Tangshan earthquake sequence.

F stands for earthquake frequency.

表 1 运用唐山地震序列震源区域的精定位小震资料求得的地震断层走向、倾角和位置
Table 1 Fault plane parameters determined using precisely located earthquakes for segments in Tangshan earthquake sequence area

小震个数	走向		倾角		距离		顶点位置 (纬度(°), 经度(°), 深度(km))	
	值(°)	标准差(°)	值(°)	标准差(°)	值(°)	标准差(°)		
主震北段	665	233.1	0.5	89.1	1.3	-0.00	0.07	(39.78, 118.49, 7.7), (39.78, 118.49, 21.8) (39.61, 118.19, 21.8), (39.61, 118.19, 7.7)
主震南段	93	210.1	1.2	73.7	2.8	-0.00	0.22	(39.57, 118.18, 6.4), (39.59, 118.13, 22.9) (39.33, 117.94, 22.9), (39.31, 117.99, 6.4)
宁河断裂段	33	253.3	3.9	66.6	5.0	-0.00	0.32	(39.31, 117.96, 10.0), (39.37, 117.94, 24.6) 39.32, 117.74, 24.6), (39.27, 117.76, 10.0)
滦县地震	160	118.4	1.9	76.9	2.0	-0.00	0.10	(39.75, 118.70, 8.4), (39.73, 118.68, 20.3) (39.68, 118.80, 20.3), (39.70, 118.81, 8.4)
卢龙断裂段	176	39.0	0.9	86.7	1.3	-0.0	0.09	(39.72, 118.62, 7.8), (39.72, 118.63, 22.6) (39.86, 118.78, 22.6), (39.86, 118.77, 7.8)

反演得到的唐山地震北段为近乎直立的断层(图 2c). 由于该段精确定位的小震数目最多, 得到的断层走向误差也最小. 断层南段为倾向西北的断层, 由于该段精确定位的小震数量较北段少, 得到的走向误差也略微增大. 反演的宁河断裂段为倾向北西、倾角为 66.6° 的断层. 由于该段精确定位小震数目最少, 得到的走向和倾角及距坐标原点距离的误

差也最大. 求得滦县地震断层为倾向南南西的断层面. 卢龙断裂段的小震确定的断层面为近乎直立. 在这些反演结果中, 由于小震在断层垂向弥散较大(图 2~6c), 致使倾角标准差均比走向标准差大. 小震距反演断层面距离的分布(图 2~6d)表明大部分小震分布在所求断层面的附近, 并且基本以断层为中心向两边呈对称分布.

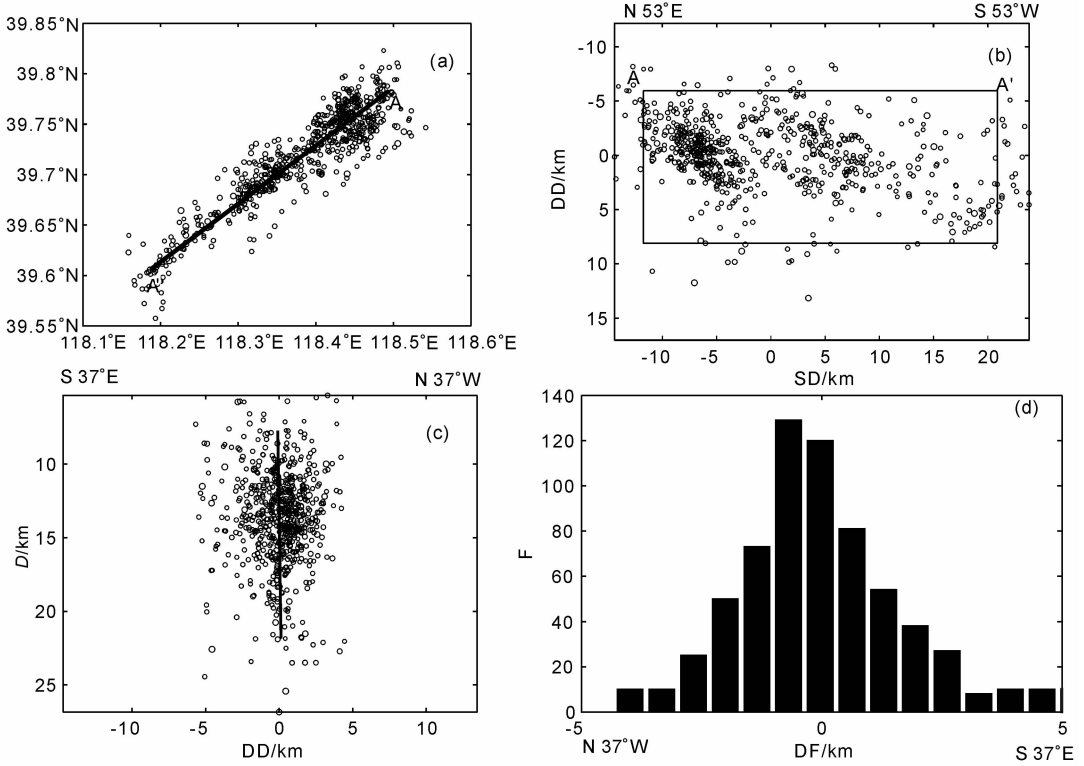


图 2 唐山地震断层北段精确定位的小震分布在水平面(a)、断层面(b)和垂直于断层面的横断面(c)上的投影; (d)小震距断层面距离的分布. 圆圈表示精确定位小震, 粗线表示确定的断层面边界. AA'为断层上边界端点.

DD为倾向, DF为距断层面的距离, SD为走向

Fig. 2 Distribution of precisely located small earthquakes near the north segment of the Tangshan fault (a) The map view. (b) Vertical cross-section along the fault plane. (c) Vertical cross-section perpendicular to the fault plane. (d) Histogram of small earthquakes sorted by their distances to the fault plane. Circles indicate the event locations, thick lines are the fault plane boundaries, AA' is the fault upper boundary.

根据上面得到的断层面走向、倾角及其标准差, 采用许忠淮^[18]给出的局部应力场参数得到的滑动角及其误差见表 2. 在文献[18]中, 其东区覆盖了滦县地震震源区和卢龙断裂段, 中区覆盖了主震北段, 西区覆盖了主震南段和宁河断裂段. 由于文献[18]未给出局部应力场方向及 R 值的误差, 我们按照通常理解的应力轴走向较倾俯角准确、 R 值相对难以准确确定(许忠淮, 私人通讯)的准则, 假定 P 、 T 轴走向误差为 5° , P 、 T 轴倾俯角误差为 10° , R 值误差为 0.1.

前人对该地震断层面做了很多研究. 根据 P 波

初动^[35]、 P 波波形拟合^[36]和体波反演研究^[32,37,38], 主震断层走向为 $NE20^\circ \sim 30^\circ$; 根据面波波形拟合, 主震断层走向为 $NE40^\circ$; 根据大地测量数据得到的断层走向为 $NE50^\circ \sim 60^\circ$ ^[8]. 这些结果表明唐山地震破裂非常复杂, 破裂似乎起始于走向为 $NE20^\circ \sim 30^\circ$ 的南部断层段, 然后转向走向为 $NE50^\circ \sim 60^\circ$ 的北部断层段. 这些研究得到的断层形态与本研究给出的唐山地震断层北段的走向 233.1° 、断层南段走向 210.1° 基本一致, 而本文研究结果与小震的分布更为接近(图 2~5a). 对于断层的倾角, Nebelek 等(1987)^[32]给出断层为西北倾向, 南段倾角为 78° , 北段倾角为 80° .

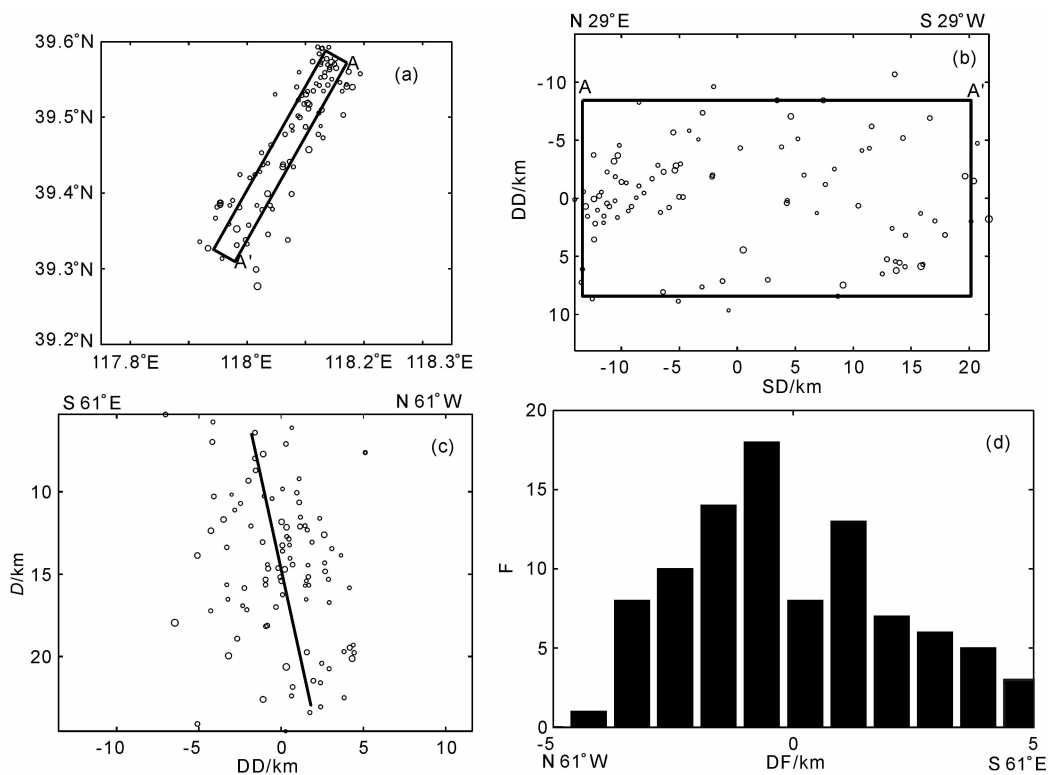


图 3 唐山地震断层南段精确定位的小震分布. 其他说明与图 2 相同
 Fig. 3 Distribution of precisely located small earthquakes near the south segment of the Tangshan fault. The rest are the same as in that of Fig. 2

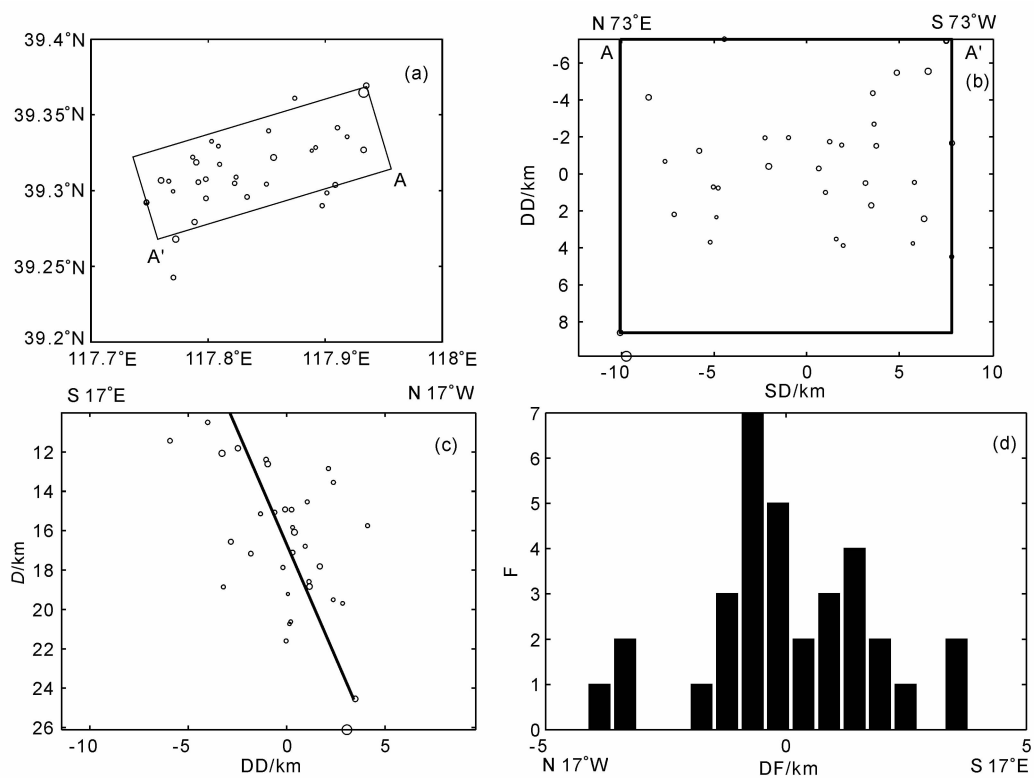


图 4 唐山地震宁河断裂段精确定位的小震分布. 其他说明与图 2 相同
 Fig. 4 Distribution of precisely located small earthquakes near the Ninghe fault. The rest are the same as in that of Fig. 2

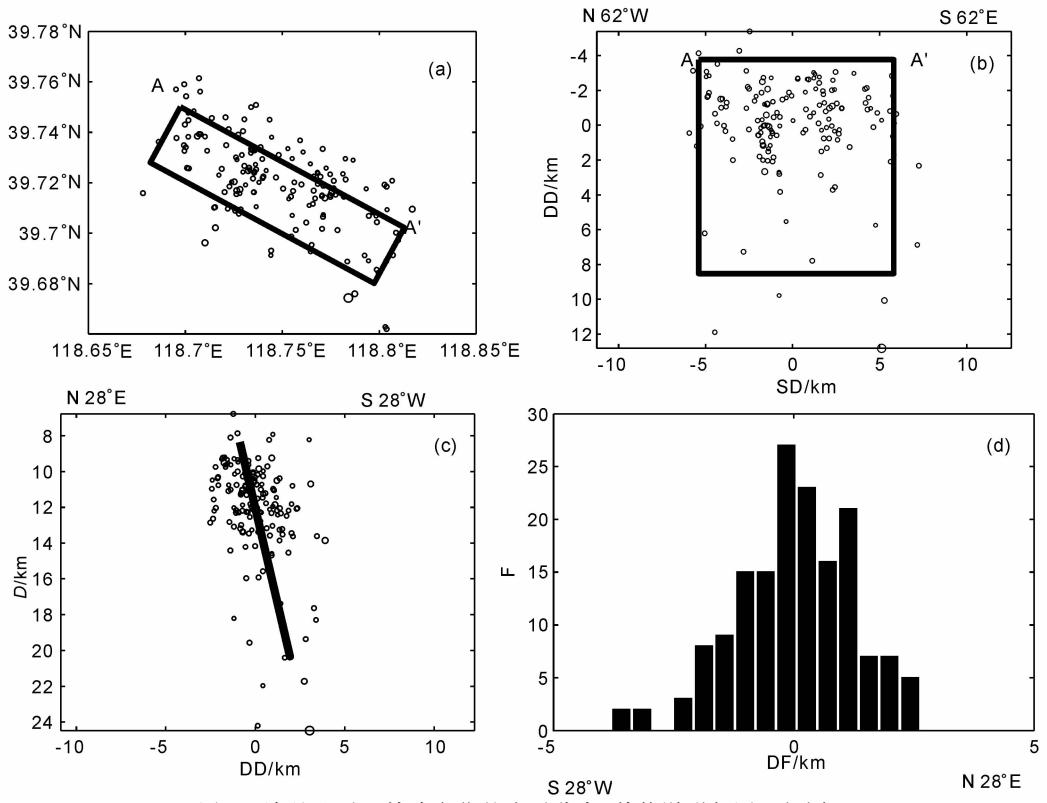


图 5 滦县地震区精确定位的小震分布. 其他说明与图 2 相同

Fig. 5 Distribution of precisely located small earthquakes near the Luanxian seismic fault. The rest are the same as in that of Fig. 2

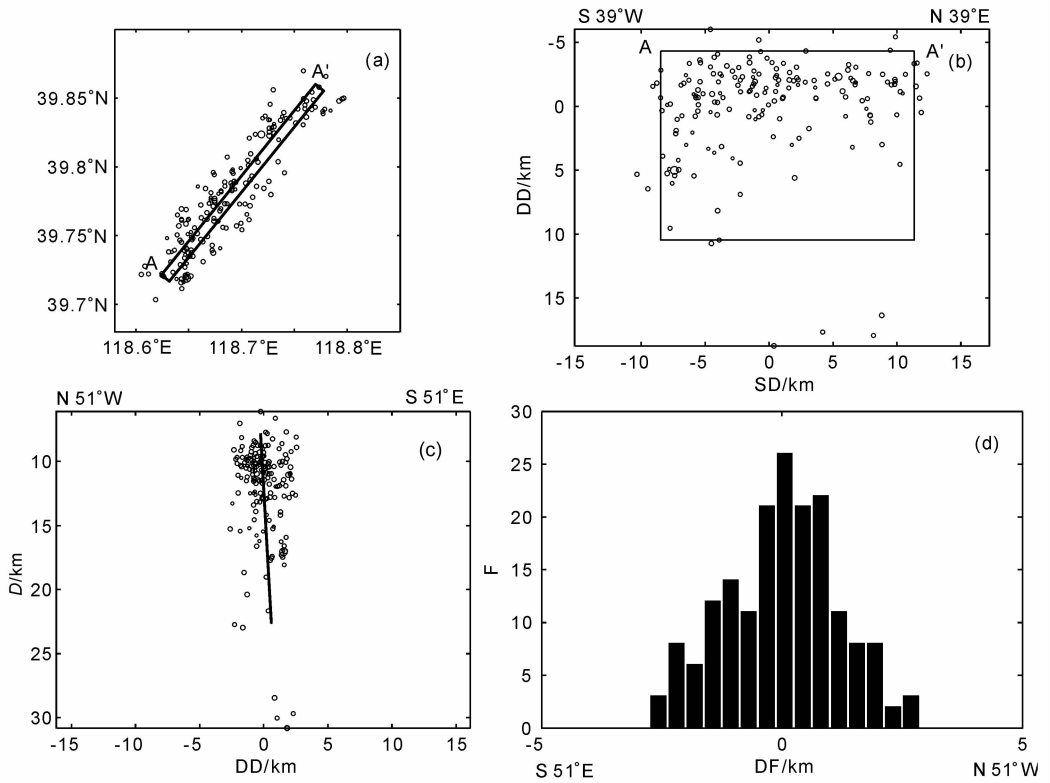


图 6 卢龙断裂段精确定位的小震分布. 其他说明与图 2 相同

Fig. 6 Distribution of precisely located small earthquakes near the Lulong fault. The rest are the same as in that of Fig. 2

表 2 运用唐山和滦县地震震源区局部应力场参数和地震断层走向、倾角及其标准差得到的滑动角及其误差

Table 2 The estimated rake angles and theirs errors of fault segments

	P 轴走向		P 轴倾		T 轴走向		T 轴倾		R 值		滑动角	
	(°)	标准差 (°)	俯角 (°)	标准差 (°)	(°)	标准差 (°)	俯角 (°)	标准差 (°)		标准差	(°)	标准差 (°)
主震北段	96	5	4	10	187	5	11	10	0.56	0.1	176.1	8.5
主震南段	76	5	1	10	166	5	17	10	0.93	0.1	165.6	12.5
宁河断裂段	76	5	1	10	166	5	17	10	0.93	0.1	-171.0	19.7
滦县地震	103	5	17	10	195	5	6	10	0.53	0.1	-34.9	10.1
卢龙断裂段	103	5	17	10	195	5	6	10	0.53	0.1	160.2	11.9

Bulter 等^[36]、周蕙兰^[37]及 Xie 和 Yao^[38]给出的总体倾向也是西北, 倾角 80°, 与我们的反演结果大体一致. Huang 和 Yeh^[39]运用同震形变反演的北段倾向东, 倾角为 78°, 主震南段倾向西, 倾角为 82°, 陈运泰等^[8]根据大地测量数据得到总体断层倾向东南, 倾角为 76°, 这可能源于当时的三角测量和水准测量结果对断层倾角分辨率有限所致. 我们的结果建立在小震精确定位基础上, 而不是像前人那样建立在较多未知因素的格林函数基础上, 因此有更高的可信度. 另外, 根据许忠淮^[18]提供的局部应力场数据得到主震南段和北段、宁河断裂段和卢龙断裂段均以右旋走滑运动为主. 宁河断裂段具有一定的正断层分量, 这为哈佛大学矩张量目录 1977 年 11 月 27 日 22 时 46 分地震的正断层性质所验证. 我们得到的滦县地震断层也具有一定的正断层分量, 这与 Nabelek 等^[37]给出的断层滑动性质基本一致.

7 结论与讨论

本研究建立了利用小震空间丛集性求解发震断层参数的数学模型, 给出了求解模型的模拟退火和高斯牛顿算法相结合的有效算法. 该算法避免了对初始解的依赖, 得到全局最优解; 不仅可以估计地震断层的几何形态, 还可以给出估计参数的误差范围. 在得到地震断层面参数的基础上, 采用局部应力场参数还可以估计断层面的滑动角及其误差. 我们将该算法成功应用于唐山地震和滦县地震断层面, 得到了与其他数据反演结果相吻合的结果, 验证了算法的有效性. 只要将唐山地震区的精定位小震数据和局部应力场参数换成其他震源区的小震或活断层附近的小震目录和应力场参数, 便可方便地应用于其他震例和活断层探测中.

一般来讲, 余震是发生在主震发生后的很短一段时间和有限空间内的震级小于主震的地震. 识别

余震也有多种原则^[40,41]. 根据这些原则, 发生在唐山地震序列后 26 年的小震精确定位似乎不应该属于唐山地震序列的余震. 然而, 这些小震的丛集分布与前人研究的地震断层惊人近似使得我们很难将其与唐山地震序列断裂孤立研究.

关于宁河断裂段的性质, Shedlock 等^[31]的研究认为该断裂在唐山地震破裂过程中表现为逆冲事件, 而 1977 年 11 月 27 日发生在该处的地震表现为正断层性质. Xie 和 Yao^[38]将唐山地震西南部的逆冲段列为唐山地震南段的西南方向延伸, Butler 等^[36]和 Nabelek 等^[32]将逆冲段解释为唐山主震南段西南的南东东方向的断层, Huang 和 Yeh^[39]的研究未将此子事件列入反演模型. 考虑该断裂所在位置、走向及与主震断裂及区域构造应力场的几何关系, 此处的破裂含正断分量似乎更为合理. 因此该断裂在唐山地震中是否破裂, 如何破裂仍然是个未解决的问题.

采用小震精定位结果, 我们首次发现了卢龙断裂段上的密集小震分布, 根据这些小震分布精确地刻画了该断裂形态. 前人研究的唐山、滦县地震模型未将此断裂带列入地震破裂模型. 该断裂及连同宁河断裂段是否在唐山地震中破裂, 可能需要运用唐山地震的地震波资料、三角测量和水准测量资料进行综合分析, 这超出了本文的讨论范围.

在唐山地震序列研究中, 经常将发生在 1977 年 11 月 17 日、宁河断裂以北的宁河地震列入^[39], 本文对唐山地震序列的实例研究并没有确定出宁河地震断层面. 因为宁河地震震中区只是表现为弥散的小震分布(图 1a), 因此本文提出的方法对于具有一定线形分布的丛集地震是有效的, 但对于类似于宁河地震的小震丛集不太明显的断层面的确定则有一定的局限性.

另外, 据小震深度分布(图 1b), 唐山地震序列在 4~7 km 表现为无震层. 是否在唐山、滦县地震

发生后一直无震,或只在 2002~2005 年间锁定? 嘉世旭等^[34]根据 18 条深地震测深资料显示西北-东南向垂直速度剖面在唐山地震序列区 4 km 以上为低速层,揭示了沉积层的效应。4~8km 为相对的高速层,但比起剖面的相同深度其他部位速度低,8 km 以下又是低速层。是否是两个低速层相加的高速层导致了这里的缺震层或是其他的原因需要进一步进行深入研究。有了这些精确定位的小震资料,我们需要重新考虑唐山、滦县地震的破裂模型、机制及其震后的动力学演化过程。

近年来随着数字地震观测技术的提高和数字地震台的广泛布设,地震观测资料使得震相拾取越来越精确。基于小震空间分布对地质构造及地球物理相关问题的研究越来越引起地球科学家的关注^[13,16,17]。特别是近年来中国地震局广泛开展的活断层探测项目,除了用地震测深方法得出地下结构的信息外,还可以采用本方法与大量小震位置独立给出活断层的几何形态,并采用局部应力场参数得到断层的滑动性质,提供另外一种约束。希望本方法能在确定主震断层面和探测活断层位置及滑动特性中发挥一定的作用。

本研究研发了根据小震位置确定断层面走向、倾角和位置以及根据局部应力场参数进一步确定断层上滑动角的程序,可向感兴趣的读者提供。

参考文献(References)

- [1] Reasenber P A, Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT, and FPPAGE: fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, U. S. Geol. Surv. Open-File Rept, 1985, 85~739
- [2] 姚振兴, Helmberger D V. 测定断层面解的地震波形反演方法. 地震, 1985, **3**: 46~53
Yao Z X, Helmberger D V. A seismic waveform inversion procedure for determination of fault plane solution. *Earthquake*, 1985, **3**: 46~53
- [3] 倪江川,陈运泰,王 鸣等. 云南禄劝地震部分余震的矩张量反演. 地震学报, 1991, **13**(4): 412~419
Ni J C, Chen Y T, Wang M, et al. Moment tensor inversion of some aftershocks of the April 18, 1985, Luquan, Yunnan, China, earthquake. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), **13**(4): 412~419
- [4] 吴忠良,臧绍先. 用体波合成地震图方法确定渤海、永善两大地震的震源参数. 地震学报, 1991, **13**(1): 1~7
Wu Z L, Zang S X. Source parameters of Bohai earthquake of July 18, 1969 and Yongshan earthquake of May 11, 1974 from synthetic seismogram of body waves. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1991, **13**(1): 1~7
- [5] Udias A. Source parameters of earthquakes from spectra of Rayleigh waves. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1971, **51**(3): 401~435
- [6] 马淑田,姚振兴,纪 晨. 用长周期面波波波形拟合及 P 波初动方向估计中等地震的震源机制. 地球物理学报, 1999, **42**(6): 785~799
Ma S T, Yao Z X, Ji C. To estimate focal mechanisms of moderate earthquakes using a long period surface waveform fitting method as well as first motion signs of P waves. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1999, **42**(6): 785~799
- [7] 陈运泰,林邦慧,林中洋等. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程. 地球物理学报, 1975, **28**(3): 164~182
Chen Y T, Lin B H, Lin Z Y, et al. The focal mechanism of the 1966 Xingtai earthquake as inferred from the ground deformation observations. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1975, **28**(3): 164~182
- [8] 陈运泰,黄立人,林邦慧等. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式. 地球物理学报, 1979, **22**(3): 201~217
Chen Y T, Huang L R, Lin B H, et al. A dislocation model of the Tangshan earthquake of 1976 from the inversion of geodetic data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1979, **22**(3): 201~217
- [9] 万永革,王 敏,沈正康等. 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. 地震地质, 2004, **26**(3): 393~404
Wan Y G, Wang M, Shen Z K, et al. Co-seismic slip distribution of the 2001 west of Kunlun Mountain Pass earthquake inverted by GPS and leveling data. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2004, **26**(3): 393~404
- [10] 王 鸣,王培德. 1989 年 10 月 18 日大同—阳高地震的震源机制和发震构造. 地震学报, 1992, **14**(4): 407~415
Wang M, Wang P D. The mechanism and seismogenic structure of Datong-Yanggao earthquake which occurred on Oct. 18, 1989. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1992, **14**(4): 407~415
- [11] 张先康,赵金仁,刘国华等. 三河—平谷 8.0 级大震区震源结构的深地震反射探测研究. 中国地震, 2002, **18**(4): 326~336
Zhang X K, Zhao J R, Liu G H, et al. Study on fine crustal structure of the Sanhe-Pinggu earthquake (M8.0) region by deep seismic reflection profiling. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2002, **18**(4): 326~336
- [12] 杨智娴,陈运泰,张宏志. 张北—尚义地震序列的重新定位和发震构造. 地震学报, 2002, **24**(4): 366~377
Yang Z X, Chen Y T, Zhang H Z. Relocation and seismogenic structure of the 1998 Zhangbei-Shangyi earthquake sequence. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1999, **24**(4): 366~377
- [13] 杨智娴,陈运泰,郑月军等. 双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用. 中国科学, 2003, **33**(增刊): 129~134
Yang Z X, Chen Y T, Zheng Y J, et al. Relocation of earthquakes in central-western China using the double difference earthquake location algorithm. *Science in China* (Series D), 2003, **46**(Suppl.): 181~188
- [14] Fitch T J. Compressional velocity in source regions of deep earthquake: An application of the master event technique.

- Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, **26**: 156~166
- [15] Waldhause F, Ellsworth W L. A double difference earthquake location algorithm: method and application to the North Hayward fault, California. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 2000, **90**(6): 1353~1368
- [16] 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. *地球物理学报*, 2005, **48**(3): 629~636
Zhu A L, Xu X W, Zhou Y S, et al. Relocation of small earthquakes in western Sichuan, China and its implications for active tectonics. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(3): 629~636
- [17] 朱艾斓, 徐锡伟, 胡平等. 首都圈地区小震重新定位及其在地震构造研究中的应用. *地质评论*, 2005, **51**(3): 268~274
Zhu A L, Xu X W, Hu P, et al. Relocation of small earthquakes in Beijing area and its implication to seismotectonics. *Geological Review* (in Chinese), 2005, **51**(3): 268~274
- [18] 许忠淮. 用滑动方向拟合法反演唐山余震区的应力场. *地震学报*, 1985, **7**(4): 349~362
Xu Z H. Mean stress field in Tangshan aftershock area obtained from focal mechanism data by fitting slip direction. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1985, **7**(4): 349~362
- [19] 王永革, 吴忠良, 周公威等. 根据震源的两个节面的走向角和倾角求滑动角. *地震地磁观测与研究*, 2000, **21**(5): 26~30
Wan Y G, Wu Z L, Zhou G W, et al. How to get rake angle of the earthquake fault from known strike and dip of the two nodal planes. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research* (in Chinese), 2000, **21**(5): 26~30
- [20] Holland J H. Genetic algorithms and the optimal allocations of trials. *SIAM Journal of Computing*, 1973, **2**(2): 88~105
- [21] Rothman D H. Nonlinear inversion, statistical mechanics, and statistics estimation. *Geophysics*, 1985, **50**: 2784~2796
- [22] 曹小林, 洪学海, 曹俊兴. 面波波反演中的模拟退火法. *成都理工大学学报*, 2000, **47**(3): 296~301
Cao X L, Hong X H, Cao J X. Simulated annealing used in inversion of surface waveform. *Journal of Chengdu University of Technology* (in Chinese), 2000, **47**(3): 296~301
- [23] Sen M K, Stoffa P L. Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using simulated annealing. *Geophysics*, 1991, **56**(10): 1624~1638
- [24] Jervis M, Sen M K, Stoffa P L. Prestack migration velocity estimation using nonlinear method. *Geophysics*, 1996, **61**(1): 138~150
- [25] 于鹏, 王家林, 吴健生等. 重力与地震资料的模拟退火约束联合反演. *地球物理学报*, 2007, **50**(2): 529~538
Yu P, Wang J L, Wu J S, et al. Constrained joint inversion of gravity and seismic data using the simulated annealing algorithm. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(2): 529~538
- [26] 文世鹏. *应用数值分析*. 北京: 石油工业出版社, 2001. 167~186
Wen S P. *Numerical Analysis Application* (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press, 2001. 167~186
- [27] Jackson D D. The use of a priori data to resolve the non-uniqueness in linear inversion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1979, **57**: 137~157
- [28] Jackson D D, Matsu'ura M. A Bayesian approach to nonlinear inversion. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**: 581~591
- [29] Shen Z K, Ge X B, Jackson D D, et al. Northridge earthquake rupture model based on Global Positioning System measurements. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1996, **86**(1): 37~48
- [30] Chen W, Nabelek J. Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China Basin. *Tectonics*, 1988, **7**: 975~989
- [31] Shedlock K, Baranowski J, Xiao W, Hu X L. The Tangshan aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**: 2791~2803
- [32] Nebelek J, Chen W P, Ye H. The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China basin. *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**: 12615~12628
- [33] 于湘伟, 陈运泰, 王培德. 京津唐地区中上地壳三维 P 波速度结构. *地震学报*, 2003, **25**(1): 1~14
Yu X W, Chen Y T, Wang P D. Three dimensional P wave velocity structure in Beijing-Tianjin-Tangshan area. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2003, **25**(1): 1~14
- [34] 嘉世旭, 齐诚, 王夫运等. 首都圈地壳网格化三维结构. *地球物理学报*, 2005, **48**(6): 1316~1324
Jia S X, Qi C, Wang F Y, et al. Three-dimensional crustal gridded structure of the Capital area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(6): 1316~1324
- [35] 张之立, 李钦祖, 谷继成等. 唐山地震的破裂过程及其力学分析. *地震学报*, 1980, **2**(2): 111~129
Zhang Z L, Li Q Z, Gu J C, et al. The fracture processes of the Tangshan earthquake and its mechanical analysis. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1980, **2**(2): 111~129
- [36] Butler R, Stewart G S, Kanamori H. The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake—A complex sequence of intraplate events. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1979, **69**: 207~220
- [37] 周惠兰. 浅源走滑大震震源过程的某些特征. *地球物理学报*, 1985, **28**(6): 579~587
Zhou H L. Some characteristics of source processes of large shallow strike-slip earthquakes. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1985, **28**(6): 579~587
- [38] Xie X B, Yao Z X. The faulting process of Tangshan earthquake inverted simultaneously from teleseismic waveforms and geodetic deformation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1991, **66**: 265~277
- [39] Huang B, Yeh Y T. The fault ruptures of the 1976 Tangshan earthquake sequence inferred from coseismic crustal deformation. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1997, **87**: 1046~1057
- [40] Keilis-Borok V I, Knopoff L, Rotvain I M. Bursts of aftershocks, long-term precursors of strong earthquakes. *Nature*, 1980, **283**: 259~263
- [41] Molchan G M, Dmitrieva O E. Aftershock identification: methods and new approaches. *Geophys. J. Int.*, 1992, **109**: 501~516