

连续发生的地震破裂之空间与时间分布

王培德¹⁾ 吴大铭²⁾ 陈运泰¹⁾

1) 中国北京国家地震局地球物理研究所

2) 美国宾厄姆顿纽约州立大学地球科学系

摘 要

本文利用 1981 年 9—10 月在河北省滦县震群中发生的三次双震的近场数字记录,求出了在很短时间间隔内连续发生的二次破裂在空间上的距离之差为 100m 左右,并估计了这样的破裂之间的传播速度。

关键词 障碍体;凹凸体;断层面;自相关函数

一、引 言

为了解释大地震辐射的高频地震波, Das 和 Aki 等提出了断层面上的障碍体模式^[1,2],认为一次地震的断层面不是一个连续平面,而是被一系列的障碍体分割成若干段;在破裂传播过程中,障碍体保持不破。用障碍体模式可以解释余震发生的现象。Kanamori 和 Stewart 则提出了断层面上的凹凸体模式^[3]。他们认为断层面上分布着一系列的凹凸体,主震发生前这些凹凸体已经发生破裂,在凹凸体上滑动或多或少地独立完成,从而产生高频波。这种模式可以解释前震的发生。无论是障碍体模式还是凹凸体模式都着眼于断层面的不均匀性,都认为地震发生时断裂是在岩石强度,或应力分布的不均匀块体上跳跃式地发生的。本文利用我们记录到的若干时间间隔很短的二次地震,研究它们在空间的分布及发生的破裂时间差,借以了解障碍体和凹凸体在断层面上的分布。

二、资料与计算

1981 年 8 月至 10 月,我们用 4 台 DCS-302 数字磁带记录地震仪组成的流动小孔径台网,在河北省滦县记录到一组震群,记录台分别安装在县城、响堂、马庄子和石门,后因避免干扰将石门台移至朱各庄。对 4 个台都获得良好 P 波和 S 波记录的 18 个地震用计算机确定了震中位置和深度。图 1 为记录台站和震中位置分布。根据综合震源机制解的结果,该震群发生在走向北西、倾向西南的正断层上,据 SH/P 波振幅比反演所得的震源机制解为^[4]: 走向 $\phi_s = 97.9^\circ$, 倾角 $\delta = 54.6^\circ$, 滑动角 $\lambda = -114^\circ$ 。在该组震群中有三个 2 至 3 级的双震,其主要参数如表 1 所示,震中位置见图 1。图 2 和图 3 为响堂台和朱各庄台记录的 10 月 6 日 13 时 02 分的双震加速度记录。图 4 为响堂台记录经积分后的位移图。从这些图上可以看到二个波型类似的 P 波和 S 波记录。这二次记录的 S-

P 相差很小, 从而排除了第二组波形为某一界面的反射波或折射波的可能性. 我们认为它们表示的是二次相距很近的破裂或断层错动. 本文的目的在于了解这二次破裂或错动在断层面上的分布.

由于第二个地震所辐射的地震波, 尤其是 s 波受到第一次破裂辐射的干扰, 从图形上分别读取二次地震的准确到时比较困难. 考虑到二次破裂辐射的地震波的相似性, 我们采取计算各记录波形自相关函数

$$g(t) = \int f(\tau)f(t + \tau)d\tau \quad (1)$$

的做法. 自相关函数是延迟时间 τ 的函数, 按 τ 的不同时间滑动, 当在某一时间 τ_0 , 延时的波形与原波形再次相合时, 自相关函数达到最大, 此时的 τ_0 就是我们欲求的二次振动的的时间差. 图 5 为响堂地震台位移记录在 0—3.0 秒之间的自相关函数, 除了在 $\tau = 0$ 处有一最大值外, 在 $\tau_0 \approx 0.4$ 秒处又有一最大值, 此值即为该台记录的二次地震的时间差. 用这种求自相关函数的办法, 求出的各台站的时间差如表 2 所示. 由

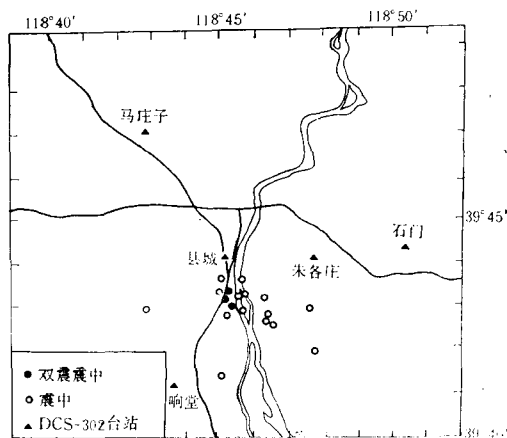


图 1 滦县震群观测台站位置和部分地震震中位置图

表 1 滦县震群中双震的主要参数

日期 (年.月.日)	时间(时-分)	震源位置			震级 (M_L)
		东经	北纬	深度 (km)	
1981.9.18	13-41	118°45.26'	39°43.20'	6.0	2.7
1981.10.6	13-02	118°45.38'	39°42.98'	5.78	2.0
1981.10.6	13-22	118°45.14'	39°43.19'	5.98	2.0

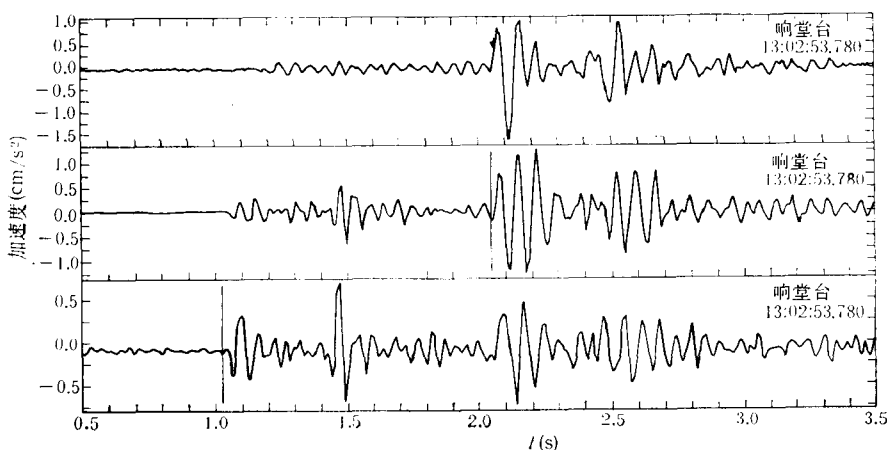


图 2 响堂地震台记录的 1981 年 10 月 6 日 13 时 02 分二次地震的加速度记录

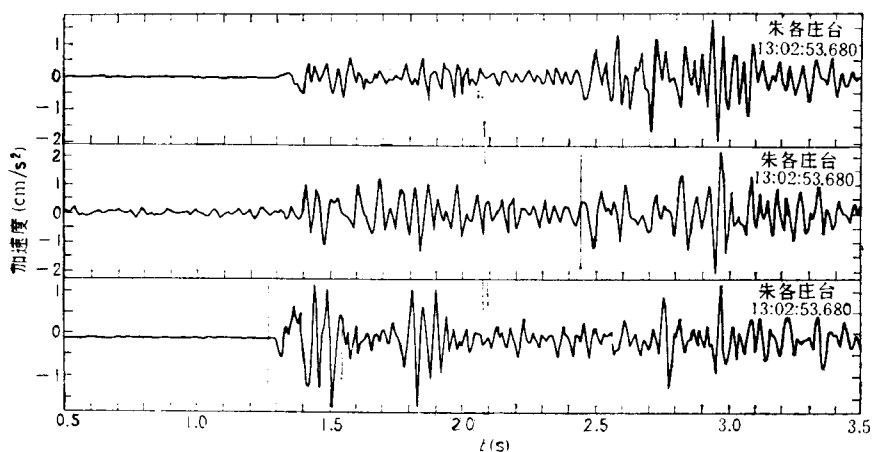


图 3 朱各庄地震台记录的 1981 年 10 月 6 日 13 时 02 分二次地震的加速度记录

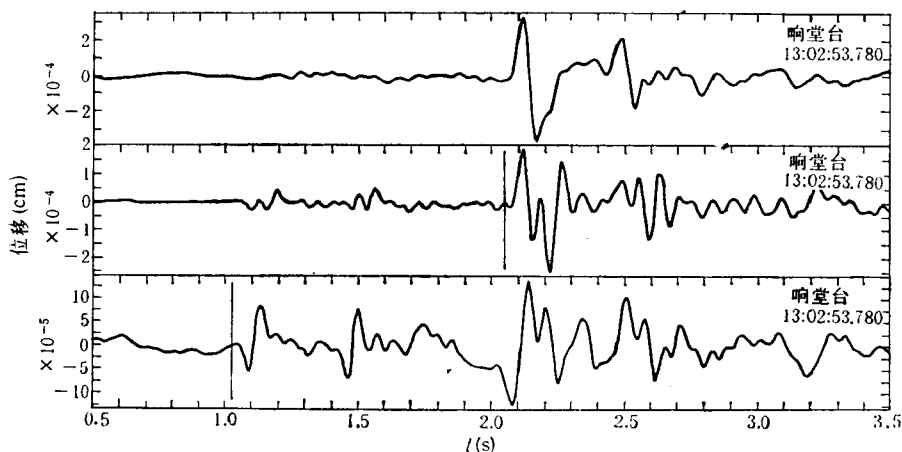


图 4 响堂地震台记录的 1981 年 10 月 6 日 13 时 02 分二次地震的位移记录

表 2 可见各台站记录的时间差不同, 这表明二次破裂不是在同一地点发生的. 假定震源到台站的走时为: $T(x_0-x, y_0-y, z_0-z, t_0-t)$. (x_0, y_0, z_0) 为台站坐标, (x, y, z) 为震源坐标, t_0 为观测到时, t 为发震时刻. 设二次破裂在空间上与破裂时间上相差不大, 则

表 2 滦县震群中双震在各记录台站的时间差

日期(年.月.日)	时间(时-分)	时 间 差 (s)				
		县城	响堂	马庄子	朱各庄	石门
1981.9.18.	13-41	0.1681	0.1846	0.1754		0.1479
1981.10.6.	13-02	0.3752	0.3679	0.3569	0.3569	
1981.10.6.	13-22	0.1681	0.1681	0.1809	0.1571	

观测到的到时差 τ 和二次破裂的空间与发震时间的改变量 $(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)$ 的关系由下列方程表示:

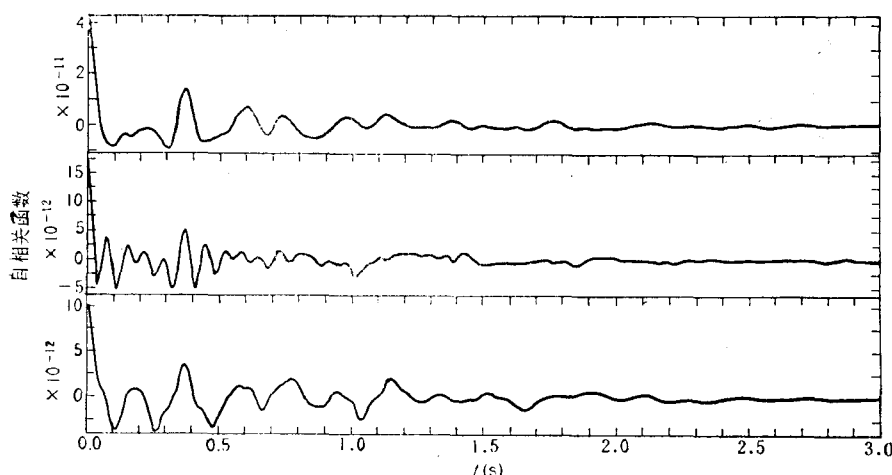


图 5 响堂地震台位移记录的自相关函数

$$\begin{cases} \frac{\partial T_1}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T_1}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T_1}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial T_1}{\partial t} \Delta t = \tau_1 \\ \frac{\partial T_2}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T_2}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T_2}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial T_2}{\partial t} \Delta t = \tau_2 \\ \frac{\partial T_3}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T_3}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T_3}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial T_3}{\partial t} \Delta t = \tau_3 \\ \frac{\partial T_4}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T_4}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T_4}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial T_4}{\partial t} \Delta t = \tau_4 \end{cases} \quad (2)$$

式中 T_i ($i = 1, 2, 3, 4$) 为相对各台的走时, τ_i 为该台的时间差, $\partial T_i / \partial x$, $\partial T_i / \partial y$, $\partial T_i / \partial z$, $\partial T_i / \partial t$ 为走时偏导数, 也就是定位程序中的走时偏导数. 对上述三个双震进行计算得到如表 3 所示的结果, $R = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2}$ 为空间距离, 如假定从第一次破裂到第二次破裂之间有一个传播过程, 则 $V = R / \Delta t$ 为破裂的传播速度. 表 3 所列结果中, 我们取直角坐标系, x 轴为南-北向, y 轴为西-东向, z 轴为垂直向, 朝下为正

表 3 三个双震二次破裂的空间与时间差

日期(年.月.日)	时间(时-分)	$\Delta x(\text{m})$	$\Delta y(\text{m})$	$\Delta z(\text{m})$	$R(\text{m})$	$\Delta t(\text{s})$	$v(\text{km/s})$
1981.9.18.	13-41	53.5	162	18	172	0.167	1.03
1981.10.6.	13-02	2.21	52	40	65.6	0.359	0.183
1981.10.6.	13-22	32.5	96	18	103	0.163	0.632

三、讨 论

根据上面的研究和计算可以知道, 断层面上二次相当于 2 级左右地震的破裂, 在空间的距离大约为 100m 左右. 对整个断层面讲这是一个很小的距离, 例如滦县断层的长度

和宽度都超过 10km. Aki 在研究了一些比较强烈的地震后指出, 障碍体的间隔约为一至数十公里^[5]. 作为包含于小地震中的二次事件的距离而言, 100m 并非是一个不可接受的数值估计. 对于 2 至 3 级地震, 按常规概念, 其震源尺度为数十米, 断层面上的位错不过数厘米^[6]. 在断层面正应力很大的情况下, 一处的错动是否可以触发在 100m 以外的错动, 或者这二次连续的错动只是极偶然的巧合? 这是有待研究的. 就本文的工作看, 由于只有 4 个台站的资料, 用 4 个方程求解 4 个未知数 $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$ 只能得到一个唯一的确定解, 难以估计地壳速度不均匀及其他因素给观测值带来的误差, 这也许是表 3 结果中破裂速度相差较大的原因. 如果有更多的台站记录可资利用, 则可以用最小二乘法来进行计算, 并可得到误差估计. 为解决这些问题, 高质量的地震记录和深入的研究无疑是必要的. 我们的工作不过是探索断层面上不均匀体分布工作的第一步.

参 考 文 献

- [1] Das, S., and Aki, K., 1977. Fault planes with barriers: A versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5658—5670.
- [2] Aki, K., 1979. Characterization barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, **84**, B11,6140—6148.
- [3] Kanamori, H., 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes, In: Simpson, D. W., and Richards, P. G. (Eds.), *Earthquake Prediction—An International Review*, 1—19. American Geophysical Union.
- [4] 吴大铭、王培德、陈运泰, 1989. 用 SH 波 P 波振幅比确定震源参数. *地震学报*, **11**, 275—281.
- [5] Aki, K., 1983. Strong-motion seismology, *Earthquake: Observation, Theory and Interpretation*, 223—247, North-Holland Publishing Company.
- [6] Masakazu, O., 1986. Fault length of small-sized earthquake as estimated from the pulse width for initial P wave. *J. Phys. Earth*, **34**, 397—406.

DISTRIBUTION IN TIME AND SPACE OF TWO SUCCESSIVE EARTHQUAKE RUPTURES

WANG PEIDE¹⁾, FRANCIS T. WU²⁾ AND CHEN YUNTAI¹⁾

1) *Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing, China*

2) *Department of Geological Sciences and Environment Studies,
State University of New York, N. Y. 13901, U. S. A*

Abstract

Three near-field double-shock records of the Luanxian earthquake swarm, Heibe province, of September to October 1981, are used to evaluate the time interval and separation in space between the successive two ruptures. The distances between those events with magnitude 2 are about 100 meters, and the velocity of rupture propagation is also estimated.

