

孕震过程中地震活动时空不均匀性的研究^{*}

虞雪君 姚立珣 盛国英 侯晓钰

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

在大地震的长期孕育过程中,孕震区的地震活动一般都要经历一个加速增强过程和一个异常平静过程,显示出地震活动时空不均匀性的加剧[1-6]。基于这一事实,本文定量地定义了描述确定区域地震活动空间不均匀性的两项指标,即地震频次不均匀度 F_d 和地震能量不均匀度 E_d 。在阐明其理论依据的基础上,以我国近十几年内发生的8个6—7级地震为例,总结了 F_d 的异常时间 T_f 和 E_d 的异常时间 T_e 与未来地震强度的相关性。由其相关性出发,对1987年1月8日甘肃迭部发生的5.9级地震作了检验,检验效果尚好。一系列震例的总结和检验说明:运用指标 E_d 、 F_d 定量地探讨和预报某一确定区域地震发生的可能性是可行的。

一、能量不均匀度 E_d 和频次不均匀度 F_d 的物理基础与定义

按照地震震源区雪崩式不稳定裂隙形成模式^[1,7,8],任何岩石在破裂之前,尤其是在负荷量值长期缓慢变化的过程中,一定会出现裂隙应力场的相互作用和裂隙形成局部化这两种现象。在孕震的第一阶段,即开始阶段,在缓慢的逐渐增大的构造应力场作用下,孕震区范围内地壳岩体内的裂隙尺度和数量都会逐渐增大,但是起主要作用的还是切变裂隙的发展。在该阶段岩石物性变化甚微,微震活动变多,但不集中。在第二阶段,随着裂隙密度的增大,裂隙间相互作用便明显了,裂隙端部之间的联结部位遭到破坏,形成较长的裂隙。按照断裂力学理论,对于孤立裂隙扩展有:

$$\sigma_{x_1} - \sigma_{x_2} = [4\mu\gamma/CL]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

μ 为切变模量, γ 为表面能, C 为与裂隙形状有关的系数, L 为裂隙长度。由(1)式可以看出,在其它条件相同时,较长的裂隙将先扩展,合并成更长的裂隙。裂隙经过不断地扩展和合并,数目会变少,裂隙变集中。由于沿裂隙边界处发生位移形变,使得总体形变加速。在第二阶段,地震活动性加剧,震级逐渐变大,空间不均匀性显著。到了第三阶段,由于裂隙

^{*}地震科学联合基金资助的课题。

合并和向未来主破裂位置靠拢,失稳形变的发展只限于将要发生主破裂的狭长地带——局部失稳带内。在局部失稳带内正在快速形成裂隙的时候,由于局部载荷作用而在周围岩体内形成的裂隙会停止发展,成为不活动裂隙。局部失稳带^[10]的数量和位置与均匀应变体(孕震区)的尺度大小以及边界条件有关。在第三阶段,地震活动出现集中现象,原来小震活动的地区可能变为平静。最后,形变带内形成的平行于未来主断裂的一些小断裂进一步集中,继而发展为小断裂雪崩式贯通而发生主震。图1给出了说明上述三个阶段变化过程的孕震区总应变速率的进程图。

根据这一模式,在地震孕育过程中,随着孕震区应力场的逐步增强,地震活动会出现明显的时空变化。开始为分散的小震活动,以后地震强度会逐渐增大,活动范围也由分散变得集中,同时在某些部位变得平静,最后形成局部失稳带,乃至发生主震。地震能量不均匀度 E_d 和地震频度不均匀度 F_d 就是基于上述理论提出来的。

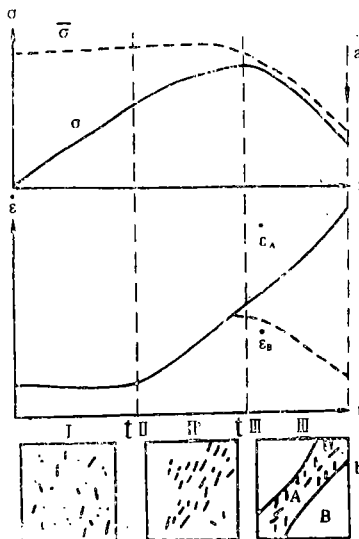


图1 以雪崩式不稳定裂隙形成为基础的地震孕育模式示意图

a.地震孕育区岩石的构造应力 σ 和强度 $\bar{\sigma}$,不稳定裂隙形成区A和外区B的形变速率 $\dot{\epsilon}$ (t_0 为崩塌相互作用起始点, t_1 为局部化起始点) b.裂隙形成过程

Fig.1 The sketch of preparing earthquake model based on the snowslide type propagation of unstable crack

我们将所研究的区域分成 n 个等面积的小区域面元,将每个面元作为地震频次 F 和地震能量 E 的统计单元。我们定义地震频次不均匀度

$$F_d = 1 - \sum_{i=1}^n F_i / (n \cdot F_{max}) \quad (2)$$

其中 F_i 为给定时间段内第 i 个统计单元的地震频次, F_{max} 是 n 个统计单元中频次最高单元的频次。同样我们定义地震能量不均匀度

$$E_d = 1 - \sum_{i=1}^n E_i / (n \cdot E_{max}) \quad (3)$$

其中 E_i 为给定时间段内第 i 个统计单元的地震能量, E_{max} 为其中能量最高单元的能量。(3)式还可从断裂的自相似结构出发由分数维理论导出^[10]。

由定义可见,频次不均匀度 F_d 和能量不均匀度 E_d 都是相对于该区域频次、能量的平均水平而言的,其数值变化均介于0与1之间。

在一确定时间段内,对于一确定区域, F_d 和 E_d 是描述地震活动的空间不均匀性的两项指标。随着时间段的推延,一系列的 F_d 和 E_d 又提供了该区域地震活动的空间不均匀度随时间

的变化信息。在某一阶段,当确定区域内地震频次或能量在空间分布上相对均匀时(相当于同量级裂隙均匀分布), $F_d \rightarrow 0$, $E_d \rightarrow 0$ 。即相当于雪崩式裂隙不稳定模式第Ⅰ阶段的情况。当地震频次或能量在空间分布上非常不均匀时, $F_d \rightarrow 1$, $E_d \rightarrow 1$,这表示裂隙合并并密集成局部失稳带,地震活动非常集中。此情况相当于雪崩式裂隙不稳定模式的第Ⅲ阶段。当 $0 < F_d < 1$, $0 < E_d < 1$ 时,即为第Ⅱ阶段的情况。

二、资料统计方法

在实际资料处理中,采用了计算机时空扫描方法进行统计。对孕震区尺度的确定,采用了人们从地震资料和前兆资料得到的经验结果^[2,4,11,12,13]。由这些结果得到的同一地震的孕震区大小并不一致,但综合这些结果大体上可以认为,一个6级地震的孕震区尺度可达400公里左右,一个7级地震的孕震区尺度可达600~800公里。所以我们将统计区(监视异常变化的区域)一般取成 $5^\circ \times 5^\circ$ 范围,以监视孕震过程中 F_d 、 E_d 的变化进程。用计算机扫描作频次和能量统计时,取空间扫描窗口为 $2^\circ \times 2^\circ$,扫描步长为 1° 。考虑到在计算中要有足够的地震数,扫描的时间窗口取一年,扫描步长为一个月。

采用上述资料统计方法后,可对能量不均匀度 E_d 和频度不均匀度 F_d 的极值作出数学推导。能量不均匀度

$$E_d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n E_i}{n \cdot E_{max}} = 1 - \frac{K \cdot E_{max} + \sum_{i=1}^k \Delta E_i + (n-k) \bar{E}_c}{n \cdot E_{max}}$$

$$= 1 - \frac{k}{n} - \frac{\sum_{i=1}^k \Delta E_i}{n \cdot E_{max}} - \frac{(n-k) \bar{E}_c}{n \cdot E_{max}} \quad (4)$$

上式中, n 为总滑动统计单元数; k 为包含最大地震的滑动统计单元数, ΔE_i 为包含最大地震的滑动统计单元能量与 E_{max} 的差值, $\bar{E}_c$ 为不包含最大地震的 $(n-k)$ 个滑动统计单元的地震能量均值。同理,对 F_d 也可做类似的推导。

$$\text{当能量分布特别不均匀时, } E_{max} \gg \bar{E}_c; \Delta E_i \rightarrow 0, \text{ 则 } E_d \rightarrow 1 - \frac{k}{n} \quad (5)$$

当能量分布均匀时, $E_{max} \rightarrow \bar{E}_c$; $\Delta E_i \rightarrow 0$, 则 $E_d \rightarrow 0$ 。

同理可推导,当频度分布特别不均匀时, $F_d \rightarrow 1 - \frac{k}{n}$;当频度分布均匀时, $F_d \rightarrow 0$ 。

当一年内的较大地震或地震活动主要集中于扫描区域内某个 $1^\circ \times 1^\circ$ 小单元时, E_d 和 F_d 均有极大值。此时,我们称该小单元为致极值单元。

当致极值单元位于该区中央 $3^\circ \times 3^\circ$ 范围内时, $K=4$,根据上述推导可知,能量不均匀度与频度不均匀度均有极大值,即: $1 - \frac{k}{n} = 1 - \frac{4}{16} = 0.750$;同样可得,当致极值单元位于扫描区域的四个 $1^\circ \times 1^\circ$ 角之一时, $K=1$,它们的极大值均为0.938;当致极值单元位于扫描区域的其它四块 $3^\circ \times 1^\circ$ 的边缘区之一时, $K=2$,它们的极大值均为0.875。

由上述可见,本文采用的资料统计方法决定了频次不均匀度 F_d 与能量不均匀度 E_d 对于

扫描区域相应空间(中央、边缘、四角)的极大值分别为0.750、0.875和0.938,极小值均为0。一般当监视区的地震活动性无加速增强趋势时, F_d 值为0.700以下甚至数年低至0.600以下;发生5级左右地震后 E_d 值回返至极值附近,并且持续约一年的时间。而当监测区的地震活动加剧增强时,发生5级左右地震后 E_d 明显地偏离极值, F_d 却在同时或其前趋近极值(一般在0.700~0.750间)。当监视区的地震活动性加速增强后, E_d 和 F_d 偏离极值的时间越长,该区就越容易向更大尺度的失稳状态转变。因而, F_d 、 E_d 偏离极值的时间 T_i 、 T_e 可用来估计未来地震的强度。

三、震例总结与效果检验

为了检验地震频度不均匀度 F_d 和地震能量不均匀度 E_d 在地震预报中的实用性,我们以1975年以后在我国大陆地区发生的3次7级以上强震和5次6级以上中强震为例,对震前 F_d 和 E_d 的变化状况和异常时间作了相应的分析和总结;对孕震区($M_s \geq 6.0$)和非孕震区的 F_d 、 E_d 的变化形态作了对比;对一个孕震区在孕震不同阶段的 F_d 和 E_d 的变化状况作出比较;最后利用1987年1月8日发生的甘肃5.9级地震进行了检验。地震资料取自中国东部地震数据库、陕甘宁青四省地震数据库和四川省地震目录。

1. 震例分析与总结

图2示出了8个地震前的 F_d 、 E_d 变化曲线。以下仅对3个7级以上地震作出重点分析。

(1) 唐山地震

资料取自1970年1月至1976年6月,扫描区域为 $116^\circ \sim 121^\circ \text{E}$ 、 $37^\circ \sim 42^\circ \text{N}$ 的 $5^\circ \times 5^\circ$ 区。由图2a可以看出,1971年 E_d 一直处于极大值0.750,1972年1月4.8级地震后, E_d 明显偏离极大值。1970年12月始 F_d 值达0.700~0.750,自1971年11月起 F_d 也开始明显偏离极大值。 E_d 和 F_d 的变化表明,自1971年底、1972年初起,一个五级左右的地震已无法作为该区域的能量和频度的集中点,该区域已由小尺度系统转变成较大尺度系统而明显地进入孕震的第二阶段。所以唐山地震前 F_d 的异常时间自1971年11月起算, $T_i = 56$; E_d 的异常时间自1972年1月起算, $T_e = 54$ 。自异常出现后, F_d 先后两次共20个月介于 0.75 ± 0.05 间; E_d 也先后5次16个月返回极大值0.750,但每次返回极大值仅1个月至几个月而不足一年。

(2) 海城地震

资料取自1970年1月至1975年12月,扫描区域为 $120^\circ \sim 125^\circ \text{E}$ 、 $38^\circ \sim 43^\circ \text{N}$ 。

该区域的 F_d 异常时间自1971年1月始, $T_i = 50$ (月); E_d 的异常时间自1971年12月始, $T_e = 39$ (月)。异常过程中, F_d 先后4次8个月介于 0.750 ± 0.05 间; E_d 先后4次19个月介于 $0.750 - 0.02$ 间。

(3) 松潘地震

资料取自1970年1月至1976年7月,扫描区域为 $101^\circ \sim 106^\circ \text{E}$ 、 $30^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 。

该区域的 F_d 异常时间自1973年2月始, $T_i = 43$ (月); E_d 的异常时间自1973年6月始, $T_e = 39$ (月)。异常过程中, F_d 有10个月介于 0.750 ± 0.05 间; E_d 有25个月处于 $0.750 - 0.02$ 间。

上述3次7级以上地震前的 F_d 、 E_d 的变化状况表明,在由一种尺度的系统转变成另一

种大尺度系统的过程中“损伤相互作用并导致失稳。由一种系统转变成另一种系统不是连续的，而是跳跃式的，并且可能多次重复。它的每一次活动都表明系统(岩石)性质发生一定变化”。“由一个失稳状态转变成另一个大尺度失稳状态所描绘的重新改组过程，其分散的连续性表明有特殊尺寸的块体存在”〔2〕。亦即：当一区域进入孕震第二阶段后， F_d 和 E_d 变化所显示的地震频度、能量的反复多次的集中、分散描绘了由一个失稳状态转变成另一个大尺

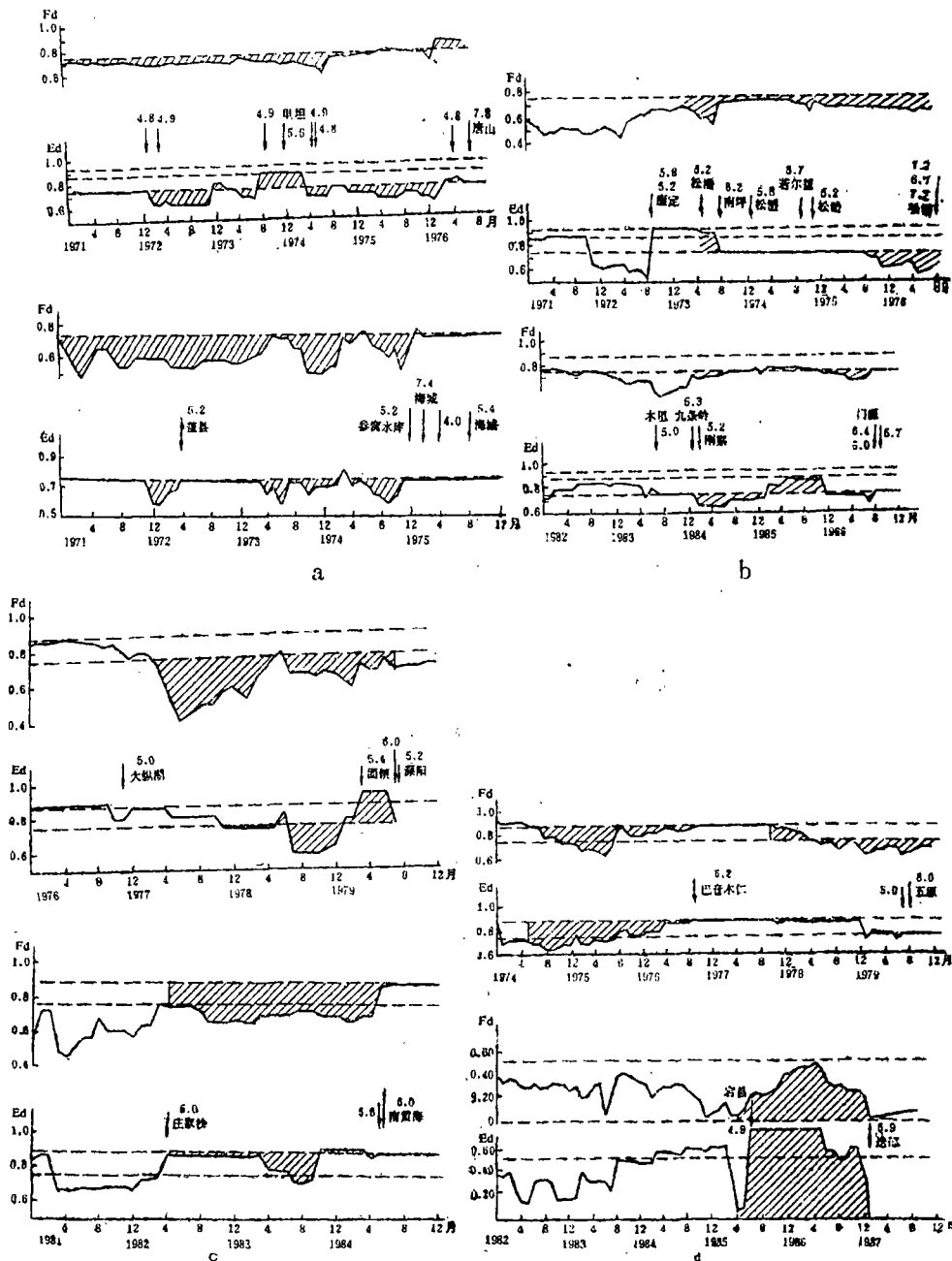


图2 几次地震前 F_d 、 E_d 变化曲线*

a. 唐山、海城地震 b. 松潘、门源地震 c. 深阳、南黄海地震 d. 五原、巴音木仁、迭部地震

Fig. 2 The change curves of the F_d and E_d before some earthquakes

*迭部地震的资料统计区为 $3^\circ \times 3^\circ$ ，决定了 F_d 、 E_d 的极值不同于其它震例。

度失稳状态的改组过程,预示着该区有发生更大地震的可能性。

其它5个6级地震震例中, F_d 和 E_d 的异常时间在图2中以斜线复盖显示。其异常形态与7级地震震例一样,均表现为 F_d 、 E_d 数次趋近于极值或等于极值。只是6级震例的 F_d 和 E_d 趋近于极值的总时间短于7级震例。

所作8个震例的 F_d 、 E_d 异常时间示于表1。总结8个震例可得到 F_d 、 E_d 的异常时间 T_f 、 T_e 与震级 M_s 的关系式

$$\log T_f = 0.2088M_s + 0.1388, \text{ 相关系数 } r_1 = 0.9729 \quad (6)$$

$$\log T_e = 0.2084M_s + 0.0928, \text{ 相关系数 } r_2 = 0.9538 \quad (7)$$

T_f 、 T_e 与震级 M_s 的相关图示于图3。

表1 频度不均匀度 F_d 和能量不均匀度 E_d 的震前异常时间

地震	唐山	海城	松潘	门源	巴音木仁	五原	深阳	南黄海	迭部
地震时间	1976.7.28	1975.2.4	1976.8.16	1986.8.26	1976.9.23	1979.8.25	1979.7.9	1984.5.21	1987.1.8
震级(M_s)	7.8	7.3	7.2	6.4	6.2	6.0	6.0	6.0	5.9
T_f (月)	56	50	43	31	26	22	23	25	21
T_e (月)	54	39	39	31	28	22	21	25	21

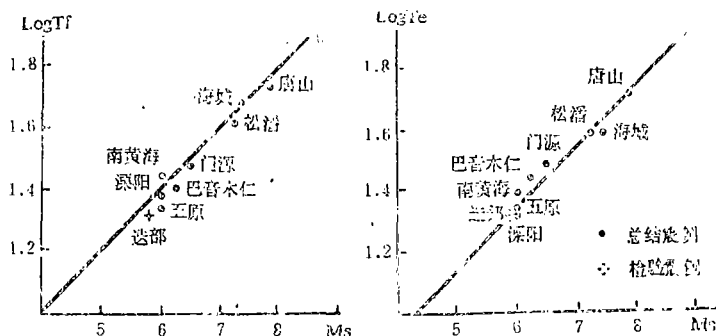


图3 T_f 、 T_e 与地震震级的相关性

Fig. 8 The correlation curves between M_s and abnormal time T_f , T_e

2. 孕震区与非孕震区的 F_d 和 E_d

图4给出了河西西部($94^\circ \sim 99^\circ E$, $36^\circ \sim 41^\circ N$)在非孕震期(1982年~1987年)内的 F_d 、 E_d 的变化形态。对比图2和图4可见, F_d 和 E_d 的变化形态对于孕震区与非孕震区有如下的明显差异。

(1) 在孕震区,5级地震在频度高度集中的背景下发生,但一个5级地震已不是该区的能量集中点;而在非孕震区,5级地震在该区频度不均匀度较低背景下发生,一个5级地震就能成为该区的能量集中点。具体反映到 F_d 、 E_d 值上,在孕震区发生5级左右地震后 E_d 明显地偏离极大值或返回极大值仅数月,在震时或震前数月间会出现介于 $0.700 \sim 0.750$ 之间的高 F_d 值;而在非孕震区,如河西西部地区,在1982~1987年间仅发生过一次青海北霍鲁逊湖5.3级地震,震后 E_d 平稳地返回极值一年,而震前半年甚至一年间 F_d 仍低于 0.600 。

(2) 孕震区的 F_d 在孕震期间数次或长久地趋近于 0.750 (介于 $0.700 \sim 0.750$ 间)。在非孕震区的 F_d 数年间都处于 0.700 以下。如河西西部地区的 F_d 值自1982年~1987年一直在

0.600以下, 仅1988年5月~7月介于0.600~0.640间。

3. 孕震不同阶段的 F_d 和 E_d

以1986年8月26日发生的门源6.4级地震为例, 扫描区域为 $98^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, 资料取自1977年1月~1986年8月。图5和图2b给出了该期间门源地区 F_d 和 E_d 变化曲线。

由图可见, 自1978年至1979上半年, F_d 处于低水平, 在民乐发生4.7级地震后, E_d 平稳地处于极大值一年。这期间微震活动变多, 但不集中, 属孕震第一阶段。自1979年下半年至1984年上半年, 频度不均匀度 F_d 跳跃式地不断上升, 能量不均匀度 E_d 在几次5级地震后都偏开极大值或只返回极大值数月。这相当于岩石的裂隙密度越来越大, 以至裂隙间相互作用, 有可能形成更长裂隙, 更长裂隙再密集并向主破裂位置靠拢就会导致进入失稳形变阶段。所以此阶段属地震活动性不断加剧的孕震第二阶段。自1984年下半年至1986年震前, F_d 先开始徘徊在极大值附近一年多, 半年后 E_d 也相继趋近极大值一年多。在此期间, 由于地震活动集中

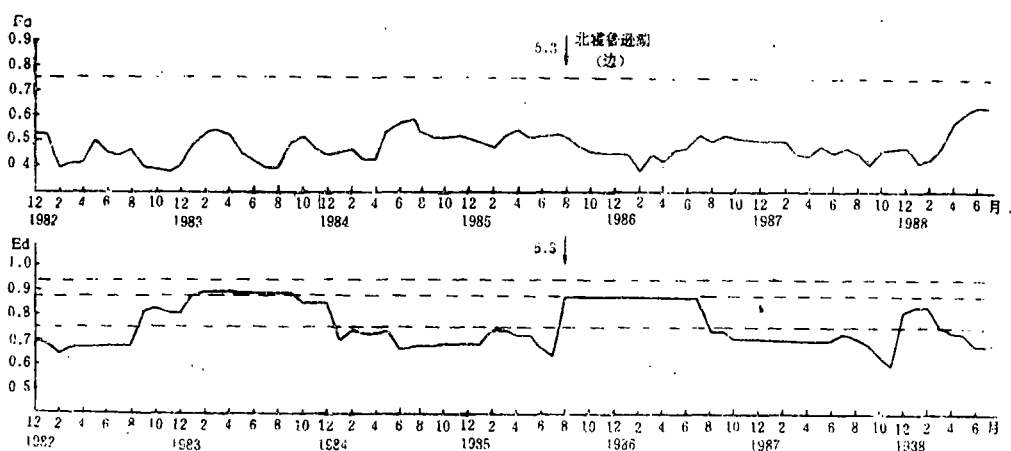


图4 河西西部地区的 F_d 、 E_d 变化曲线

Fig. 4 The change curves of the F_d and E_d in the west of Hexi area

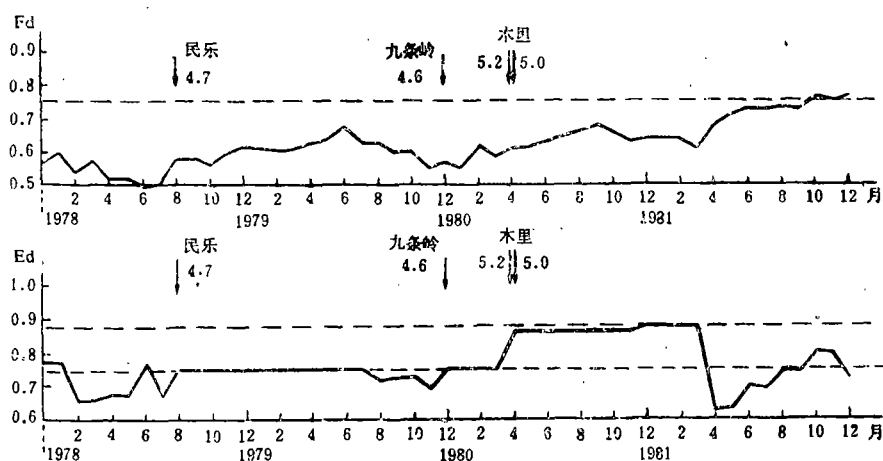


图5 门源及其周围区域的 F_d 、 E_d 变化曲线

Fig. 5 The change curves of the F_d and E_d of Menyuan area

于失稳形变区,其周围岩体的裂隙停止发展,致使地震频度不均匀度 F_d 与能量不均匀度 E_d 均提高并趋近极值。这阶段属孕震区的第三阶段,即失稳形变阶段。

4. 效果检验

选用1987年1月8日发生的甘肃迭部5.9级地震为例,作利用 F_d 、 E_d 预估未来地震强度的效果检验。为避开1986年8月26日发生的门源6.4级地震的前兆影响,再则其震级较小,相应的孕震区范围也要小些,将扫描区域取作 $3^\circ \times 3^\circ$;资料取自1981年~1987年。由扫描区域大小决定 F_d 和 E_d 对应于扫描区中央、边缘和四周的极大值分别为0, 0.500, 0.750。该区的 F_d 、 E_d 变化曲线如图2d所示。 $T_i = T_e = 21$ (月)。用(6)、(7)式推断的震级分别为5.67和5.90,与实际震级相符。

四、讨 论

在运用能量不均匀度 E_d 和频次不均匀度 F_d 估计地震危险性时,如何确定它们的异常时间 T_i 、 T_e 是个关键问题。M. A. Садовский认为^[2],在雪崩式不稳定裂隙形成模式中,裂隙积聚的概念是主要因素。这意味着,假如孕育一个7级地震,破裂长度 $L = 40 \sim 80$ 公里,则在第Ⅰ阶段中相互作用的裂隙长度为数公里(相当于4~5级地震),而在第1阶段这些裂隙由较小的,长度十米或更小的裂隙(相当于1—2级地震)合并而成。因此,微裂隙形成阶段是很久以前发生过的一个阶段,在大震孕育的最后阶段可不予考虑。重要的是,当某地区加速发生4~5级地震时,该区就被认为已进入了大震孕育的第Ⅰ阶段,其后时间越长未来地震震级可能就越大,从该时起可作为 E_d 异常的开始时间。

另外,理论证明^[2]裂隙分布甚佳的系统的稳定性在裂缝间距缩小时会迅速下降。所以当短期内发生的两个以上4、5级地震间的距离接近到一定程度时,就有可能引起裂隙端部应力场的相互作用并导致裂隙合并,发生宏观破裂。而两个以上4、5级地震的间距接近到一定程度表现在 F_d 上则是其值趋近于极大值(F_d 介于 0.750 ± 0.05 间)。因而 F_d 的最近极值点可定为 F_d 异常时间的起点。

综上所述,某区域 F_d 和 E_d 异常时间 T_i 和 T_e 的确定一般要遵循以下几点:

1. 当4、5级地震加速发生时,应开始注意该区域 F_d 和 E_d 值随时间的变化趋势。
2. 一个5级左右地震发生后,一般地 E_d 应返回极值;若 E_d 仍明显偏离极值,就表明该区域的其它统计单元在近一年间还有等量级的地震能量与之抗衡,即4、5级地震已加速发生并接近,故 T_e 应从这一地震发生时起算。若4、5级地震频繁, E_d 较长期(一年以上)处于极值后偏开,则从偏开之时起算 T_e 。
3. 某确定区域地震过程不均匀性的加剧一般都表现为先频次集中后能量集中或两者同时集中。因此,在 T_e 计时的同时或在 T_i 计时前半年(或一年)间一般都能找到 F_d 的近极值点, F_d 偏开该点的时间为 T_i 的起算时。

总之,依据雪崩式不稳定裂隙形成模式, F_d 和 E_d 的异常时间 T_i 和 T_e 应基于综合分析该区域的地震活动水平以及 E_d 、 F_d 随时间的变化趋势才能合理地确定。

由本文所作的8个震例可见(图2),只要未来大震的震源区位于资料统计区内, $F_d \sim t$ 曲线就能反映孕震过程中地震活动频次不均匀度的时空变化信息, $E_d \sim t$ 曲线可反映应变能释放不均匀度的时空变化信息。根据 E_d 、 F_d 的异常时间即可估计该区域的大震危险性。利

用已编制的计算机程序,使用地震目录数据库对于任一时空范围都可快速地对 E_d 和 F_d 作出连续的时空扫描。所以, E_d 和 F_d 作为描述地震过程空间不均匀性的两项指标,对于地震预报的定量化、计算机化和实用化有一定的应用价值。

参 考 文 献

- [1] E. F. Evison, Precursory seismic sequences in New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol.20, No.1, 129—141, 1977.
- [2] М. А. Садовский, Основне сведения группа предвестников, Прогноз Землетрясений 8, 8, 62—77, 1983.
- [3] C. H. Scholz et al., Earthquake prediction, A physical basis, Science, Vol. 1, No. 4102, 803—809, 1973.
- [4] 冯德益,地震波速异常,地震出版社,1981.
- [5] 许绍壁,地震活动图像评述,大陆地震活动和地震预报国际学术讨论会论文集,地震出版社,1984.
- [6] 王炜,华北几次大震前的地震空间集中度 C 值的异常变化,地震研究, Vol. 9, No. 2, 1986.
- [7] Мячкин Б. Н., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г., Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясений, физика земли, 1974.
- [8] Mjachkin V. I., Brace W. F., Sodlev G. A., Dieterich J. H., Two models for earthquake forerunners, Pageoph., Vol. 113, No. 1—2, 1975.
- [9] Mogi K., Regularities in the spatial and temporal distribution of large earthquake prediction ——sympos eathquake forerunners search, Tashket, USSR, 1974.
- [10] 姚立陶,虞雪君,地震断裂的分维和预报方法的探讨,第四届全国地球动力学会议文集,国防科技情报所,1988.
- [11] 马鸿庆,大地震前能量 E 的异常变化,地震学报, Vol. 4, No. 1, 1982.
- [12] 成尔林,1974年四川省松潘—平武7.2级地震前后主压应力轴的方向特征,地震学报, Vol. 4, No. 2, 1982.
- [13] 全国地震综合分析预报清理攻关组,地震综合预报探索二十年,中国地震, Vol. 2, No. 4, 1986.

THE STUDY ON TEMPORAL AND SPATIAL HETEROGENEITY
OF THE SEISMICITY IN PREPARING PROCESS OF
STRONG EARTHQUAKE

Yu Xuejun, Yao Lixun, Sheng Guoying, Hou Xiaoyu
(The Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB)

Abstract

In the preparing process the seismicity in preparing region is undergoing a quick increase process and a quiet process. Thus, the quasi-stable state process of seismicity in the area is upset in the preparing period. The spacial and temporal heterogeneity is clearly shown.

According to the view two indices that indicate the heterogeneity of seismic process in a area were defined: the heteropic degree of seismic frequency F_d and the heteropic degree of seismic energy E_d .

On the basis of expounded theory eight earthquakes ($M_s \geq 6$) occurred in China have been examined, and the correlation between future earthquake magnitude and abnormal time of F_d and E_d was given. Applying the correlation formula to Diebu earthquake ($M_s = 5.9$, on Jan. 8, 1987) in Gansu province we achieved good result. The two indices, F_d and E_d , have the meaning for the quantification of earthquake prediction method.