

自组织临界现象和重整化群方法在中期地震预报中的应用研究*

郑文衡 郭大庆 石特临

(国家地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

摘要 本文讨论了大震前的自组织临界现象, 认为在大地震发生前地壳处于自组织临界状态。不同规模的地震反映地壳中不同尺度裂隙的产生或扩展。设 p_0, p_1, \dots, p_n 是不同尺度岩石块体中产生或扩展裂隙的概率, 根据重整化群理论, 数列 $\{p_0, p_1, \dots, p_n\}$ 有极限。其极限值可能是 0 或 1。选定一个临界值 p^* , 如果 $p_0 > p^*$, 则 $p_n \rightarrow 1$; 反之, 若 $p_0 < p^*$, 则 $p_n \rightarrow 0$ 。在地震平静期内, 必有 $p_0 < p^*$, 而在地震活跃期内, $p_0 > p^*$ 。在本文中, 作者根据地震资料研究了青藏高原北部地区的临界概率 p^* 值, 得到大震前 p_0 值大约为 0.3—0.8, 平静期 p_0 约为 0.1—0.2, 所以 p^* 值约为 0.2—0.3。利用重整化群模型给出了 p^* 为 0.2324, 预报期限为 3 年。

关键词: 重整化群变换; 临界概率; 强震; 中期地震预报

1 重整化群方法的基本思想

在研究动力学系统由周期运动向混沌运动演变过程中, 是以倍周期分岔方式通过极限点而实现的。在这个临界点附近系统行为具有相似性, 或标度律, 可用重整化群方程描述。

图 1 是一维单峰映射倍周期分岔过程, 第一周期超稳定点 λ_0 处的 $f(\lambda_0, x)$ 与第二周期 λ_1 处的 $f^2(\lambda_1, x)$ 的中间部分相似, 也与 2^2 周期超稳定点 λ_2 处的 $f^4(\lambda_2, x)$ 的中间部分相似, 一般地存在着

$$f^{(2^n)}(\lambda_n, x) \sim f^{(2^{n+1})}(\lambda_{n+1}, x) \quad (1)$$

相似性。当 $n \rightarrow \infty$ 时, 这种相似性将是严格的。设 λ_n 处 $f^{(n)}(\lambda_n, x)$ 是 λ_{n+1} 处 $f^{(n+1)}$ 中间部分的 $-\alpha$ 倍, 负号表示 $f^{(2^n)}$ 和 $f^{(2^{n+1})}$ 相似部分反相。则

$$\lim_{n \rightarrow \infty} (-\alpha)^n f^{(2^n)}(\lambda_n, x/\alpha^n) \quad (2)$$

趋向某一极限函数 g_0 。推而广之, 可以把 λ_{n+r} 处的 $f^{(2^n)}$ 与 λ_{n+r+1} 处的 $f^{(2^{n+1})}$ 来比较, 它们亦有相似性。所以一般定义

$$g_r(x) \equiv \lim_{n \rightarrow \infty} (-\alpha)^n f^{(2^n)}(\lambda_{n+r}, x/\alpha^n) \quad (3)$$

如果这个极限存在, 它表明, 把 $f^{(2^n)}(\lambda_{n+r}, x)$ 中间部分的图形在横向与纵向都放大 $(-\alpha)^n$ 倍, 那么对于不同的 n 它们都有相同的形状。这样。

* 本文是郑文衡的硕士学位论文的一部分。该同志现在国家地震局地震研究所工作。

$$g_{r-1}(x) = -\alpha g_r(g_r(x/\alpha)) \tag{4}$$

对任意函数 $f(x)$ 定义算符 L .

$$Lf(x) = -\alpha f(f(x/\alpha)) \tag{5}$$

则: $g_{r-1}(x) = Lg_r(x)$ 。算符 L 就是重整化算符,过程是重整化过程。

取 $r \rightarrow \infty$ 的极限 $\lim_{r \rightarrow \infty} g_r(x) \equiv g(x)$, 显然 $g(x)$ 满足算符 L 的不动点方程:

$$g(x) = Lg(x) \equiv -\alpha g(g(x/\alpha)) \tag{6}$$

这个方程具有标度不变性,即如果 $g(x)$ 是上式的解,那么 $cg(x/c)$ 也是上式的解。其中 c 是任意常数。因此 $g(0) = 1$, 另外,据定义 $x=0$ 为 $g(x)$ 的极值点。即 $g'(0) = 0$ 。综合以上,Feigenbaum 重整化方程为:

$$\begin{cases} g(x) = Lg(x) \equiv -\alpha g(g(x/\alpha)) \\ g(0) = 1, \quad g'(0) = 0 \end{cases} \tag{7}$$

将古登堡—里斯特经验公式 $\log N = a - bM$ 做简单变换得:

$$\log \frac{N}{a} = \log N' = \ln N'' = -b'M$$

设重整化方程 $\alpha = b'$, 则 $\ln N'' = -b'M$, 满足重整化方程,

$$g(x) = Lg(x) = -b'(b'(M/b')) = -b'M \tag{8}$$

对于地震活动的实际观测,初始条件的满足尚须进一步讨论。由此可见,地震活动的统计结果处于非线性临界状态,地震频次和空间尺度的函数关系是自相似的,具有标度律。前人的研究结果 $b = 1/2D$ 已被实验所证实。

2 大地震前自组织临界状态

整个岩石圈是一个大的相互作用的系统,其中不同尺度的岩石圈块体通过边界的耦合,相互作用,不断发生地震以调整到临界状态。因此,一次大地震的发生和发展与中小地震发生之间的关系是分形的。据实际观察,一次大地震之前在数百或数 10 公里范围内会发生中等强度地震增强的现象,亦会发生

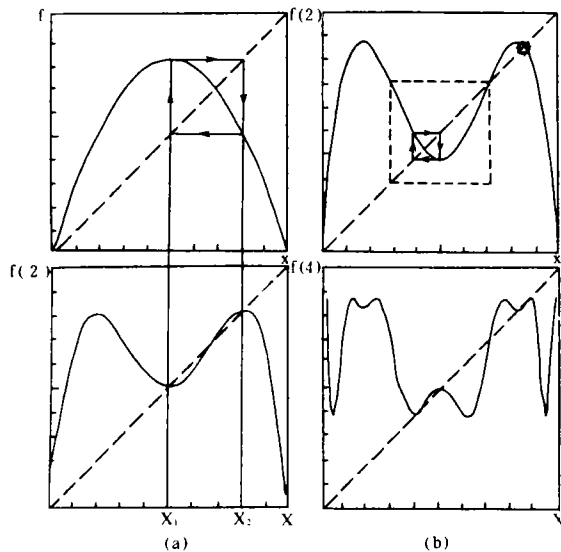


图 1 一维映射的分岔图

Fig. 1 The period-doubled bifurcation of one-dimension mapping.

地震沿断层或空间上的迁移和相互关联的现象,这就是所谓的长程关联行为。此外,无论是空区和空段,还是条带与小地震集中区都是自组织行为的局域表现。

为了进一步说明自组织临界现象,本文以一维沙堆模型(图 2)为例进行讨论。

所谓沙堆模型,即考虑圆桌上堆沙子,将沙子随机地撒在沙堆上,直到沙堆的斜率达

到临界角度,这一最大的临界角度使沙堆保持一定形状,而没有沙粒滚下。在沙堆的平均斜率达到最大时,继续撒砂粒,从而将会触发沙堆发生各种尺度的滑坡,甚至发生“雪崩”。这种

处于自组织临界状态的沙堆模型产生的滑坡是分形的。因此,分形是临界状态的一种标志。

如图2所示,一维沙堆模型是置沙子在一个格座上堆到一定整数高度,并取局部高度作为动力学变量,使系统按如下两条规则进行:

(a)加一粒沙子: $Z_n \rightarrow Z_n + 1$

$$Z_{n-1} \rightarrow Z_{n-1} - 1$$

(b)当 $Z_n > Z^*$ (阈值)时一粒沙子滑落:

$$Z_n \rightarrow Z_n - 2$$

$$Z_{n+1} \rightarrow Z_{n+1} + 1$$

$$Z_{n-1} \rightarrow Z_{n-1} + 1$$

假设边界条件 $Z_0 = 0, Z_N \rightarrow Z_N - 1$

$$Z_{N-1} \rightarrow Z_{N-1} + 1$$

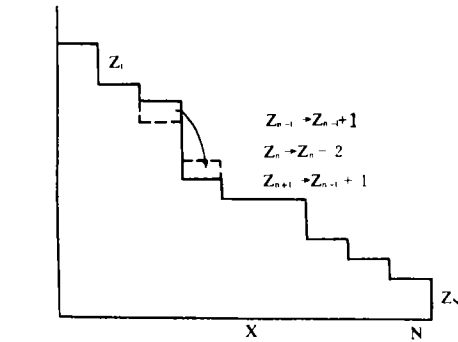


图2 一维沙堆模型

Fig. 2 The model of one dimension sand pile.

当 $Z = Z^*$ 时,沙堆的位形是最稳定的,即达到了自组织的临界状态。这一状态即敏感又鲁棒。它可以因为任何局部性的扰动而牵动全系统,但又不会因为任何干扰而改变最小稳定状态。二维沙堆模型最小稳定位形就不会出现鲁棒特性,一个局部的微扰就有可能触发一次贯穿整个系统的“雪崩”。值得注意的是,每加一粒沙子,从边缘流出的沙粒数目不固定。不过系统最后达到一种统计上的定态,每加一粒沙子的平均后果是从边缘流出一粒沙子。这就是自组织临界状态。由此引伸到地震预报中,可以认为,合理的统计预报方法在预报实践中是有一定意义的。

自组织临界现象不同于分形与混沌,分形的概念往往集中在几何刻画上;混沌理论是研究非线性动力学系统的时间复杂性,主要讨论少数自由度系统。

地震活动的自组织行为是一种群体行为,而重整化群方法正是处理集体行为的一种数学方法。

3 重整化群方法在强震的中期预报中的应用

应用重整化群方法首先要确定点阵常数 a 、观测尺度和相关长度。三者中只有观测尺度可在一定范围内自由地变动。它们的关系满足: $a \ll \text{观测尺度} \leq \text{相关长度}$ 。我们将观测到的大震前的中小地震的增强区域作为观测尺度,岩石的结构作为点阵尺度,相关长度取远大于地震增强区域的外区域地震的相关距离。

将观测区域按 $s_n = (\frac{1}{4})^n s$ 形式分成若干个小区域,最后分得的小区域是元胞。利用元胞发生某低震级地震概率,经多次迭代确定观测区域发生7级或更大地震的临界点,该临界点可为大地震发生的定量判定准则。

图3示出了一阶划分结果,以此来研究递推关系。在图3中共有5种构形,阴影部分为发生相应震级地震的区域,空白的为空白区,设 p_0 为能发生相应震级地震的概率,则 $(1-p_0)$ 为不发生相应震级地震的概率。则5种构形发生更高层次震级地震的概率分别为: $(1-$

$p_0)^4; p_0(1-p_0)^3; p_0^2(1-p_0)^2; p_0^3(1-p_0); p_0^4$ 。

如果假定4个单元中有2个发生了相应层次的地震,则下一层次可能发生更大震级的地震,则此时的概率为:

$$p = 6p_0^2(1-p_0)^2 + 4p_0^3(1-p_0) + p_0^4 = 6p_0^2 - 8p_0^3 + 3p_0^4 \quad (9)$$

利用Logist一维映射研究递推关系,可将上式变成:

$$x_{n+1} = 6x_n^2(1-x_n)^2 + 4x_n^3(1-x_n) + x_n^4 \quad (10)$$

图4是标准一维映射的三种结果,标准一维映射的形式为: $x_{n+1} = ax_n(1-x_n)$, a 是控制参数,对应于不同的 a 值将分别出现固定点、极限环和混沌现象。

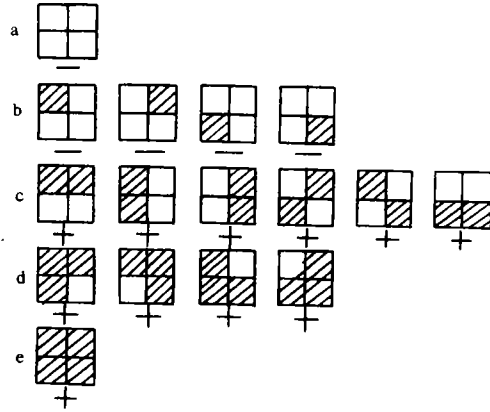


图3 4个元素构成元胞的5种构形

Fig. 3 The five configurations of a cell consisting of four elements.

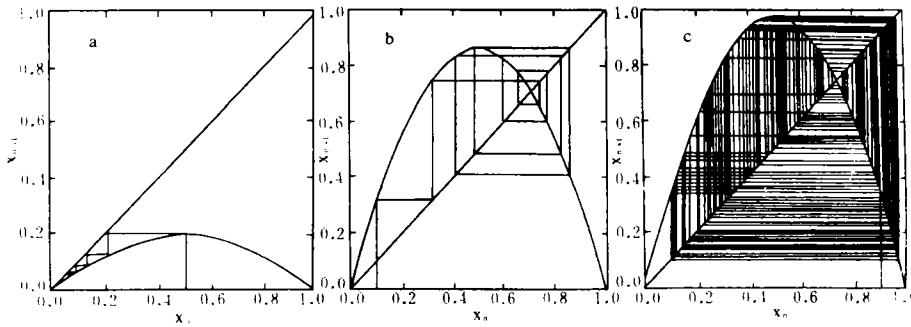


图4 标准一维映射的三种结果

- a. 当 $0 < a < 1$ 时, x_{n+1} 与 x_n 迭代趋向固定的 $x_f = 0$;
- b. 当 $1 < a < 3$ 时, 出现极限环, 当 $a > 3$ 时出现混沌现象

Fig. 4 Three results of the logistic map.

(10)式映射结果见图5。图5中 p^* 是临界点,是函数

$$x = 6x(1-x)^2 + 4x^3(1-x) + x^4$$

的解。固定点的解有三个,分别为0、0.2324和1,其中0和1是稳定点,0.2324是不稳定点。稳定与不稳定取决于 df/dx 是否小于1或大于1。从图5可以看到,当 p_0 落在 p^* 左边时,经几次映射后,趋于固定点0,即 p_n 最后趋于零;当 p_0 落在 p^* 右边时,经几次迭代, $p_n \rightarrow 1$ 。

图6是映射

$$p_{n+1} = 4p_n^3 - 3p_n^4 \quad (11)$$

的logistic图,临界点 p^* 等于0.7659,含义为在4个单元中有3个发生了地震事件,下一阶段才有发生更大地震的可能。

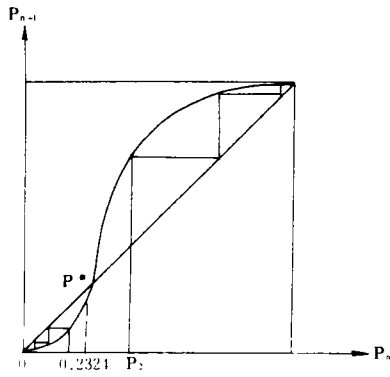


图5 公式(10)的映射结果

Fig. 5 The results of the logistic map of formula(10).

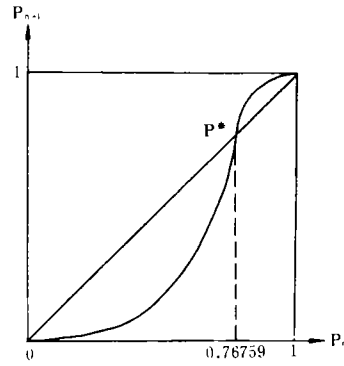


图6 迭代公式(11)式的映射结果

Fig. 6 The results of the logistic map of formula(11).

综上所述,将重整化变换应用于中期地震的基本步骤为:

- (1)经验地确定观测尺度的大小,将区域以某种方式划分为多层次的小区域网格。
- (2)统计确定各小区域发生某级地震的 p_0 ,和7级以上大震的发生过程作对比分析,确定相应区域的发震震级。
- (3)确定 p^* ,建立 $p_{n+1}-p_n$ 的映射关系。

4 青藏高原北部地震区中期地震预报的临界概率 p^* 的研究

青藏高原北部地震区是7级以上地震的多发区,地震主要发生在祁连山断裂和舒玛断裂上。将青藏高原北部地震区分成两个区,即祁连山地震区和舒玛断裂地震区,如图7所示。

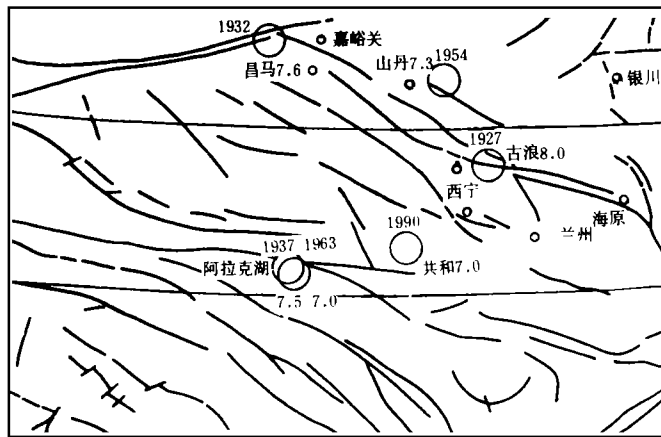


图7 青藏高原北部地震区和 研究区域划分

Fig. 7 The location of north seismic region of Qinghai-Xizang plateau and studied region division.

祁连山地震区范围为东经 $90^{\circ}-107^{\circ}$ ，北纬 $35^{\circ}-40^{\circ}$ 。小单元阵列数的划分依赖于地震震级以及所研究区域的地震分布密度。一般而论，如果考虑到更小的震级，单元应该划得更小一些。震级较大的地震对应于较大的单元，较小的地震对应于较小的单元。根据具体情况，将祁连山断裂孕震区划分成 16×16 个小单元。

由于对于小地震的监测误差较大，所以只统计 4.0 级以上的地震。对祁连山孕震区，分别统计了平静期(1980—1985 年)和大震前期(1985—1990 年)的情形。统计时，均以三年为间隔，以一年为步长滑动。图 8 和图 9 分别为平静期和大震前期头一个三年期地震分布。计算结果如表 1 和表 2 所示。

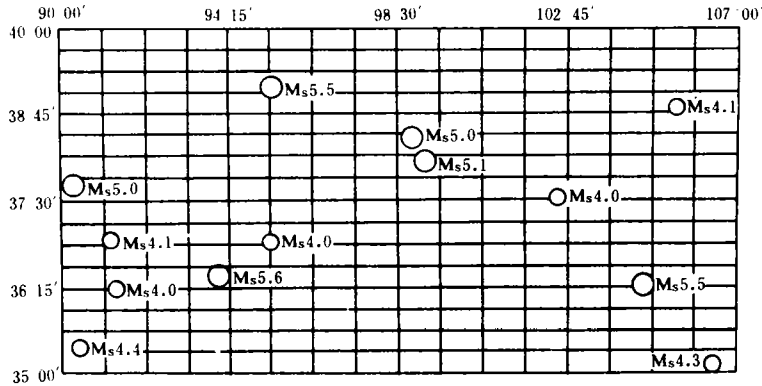


图 8 1980—1982 年祁连山断裂 4.0 级以上地震分布

Fig. 8 The epicentre distribution of Qilian Mountain fault zone for $M_s \geq 4.0$ during 1980—1982.

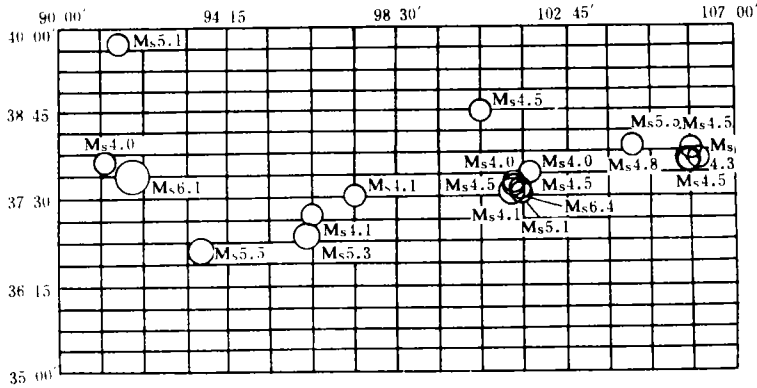


图 9 1985—1987 年祁连山断裂 4.0 级以上地震分布

Fig. 9 The epicentre distribution of Qilian Mountain fault zone for $M_s > 4.0$ during 1985—1987.

表1 祁连山孕震区平静期 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/25$
1980—1982	80.19	0.3132
1981—1983	39.98	0.1562
1982—1984	78.13	0.3052
1983—1985	74.44	0.2908

表2 祁连山孕震区大震前期 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/256$
1985—1987	215.38	0.8413
1986—1988	256.34	1.0010
1987—1989	144.21	0.5633

注: $P_0=1.0010>1$, 应视为统计涨落

由统计得祁连山孕震区平静期 $\bar{p}_0=0.2664$, 在大震前期 $\bar{p}_0=0.8015$ 。根据上述结果, 选择临界概率 $p^*=0.2324$, 可以满足平静期 $\bar{p}_0<p^*$, 而在大震前期 $\bar{p}_0>p^*$ 。

对于舒玛断裂孕震区, 取 $90^\circ-107^\circ\text{E}$, $32.5^\circ-38.5^\circ\text{N}$ 范围。这个区域与祁连山孕震区有较多的重叠。根据其地震分布密度, 将该区域划分成 32×32 网格。仍以三年为间隔, 一年为步长滑动, 统计等效于 4.0 级的等效频次, 得到其平静期和大震前期的统计结果, 如表 3 和表 4 所示。

表3 舒玛断裂孕震区平静期 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/1024$
1980—1982	298.63	0.2910
1981—1983	306.77	0.2996
1982—1984	132.97	0.1299
1983—1985	111.23	0.1086

表4 舒玛断裂孕震区大震前期 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/1024$
1985—1987	283.32	0.2767
1986—1988	438.47	0.4282
1987—1989	313.66	0.3063

由统计得舒玛断裂孕震区在平静期 $\bar{p}_0=0.2073$, 在大震前期 $\bar{p}_0=0.3371$ 。同样表明, 选择 $p^*=0.2324$, 满足平静期 $\bar{p}_0<p^*$, 而在大震前期 $\bar{p}_0>p^*$ 。

为进一步验证这种确定 p_0 的方法, 我们又分别计算了 1954 年、1937 年、1932 年各次大震前期的 p_0 值。

对于 1954 年山丹、民勤大震, 选 1949—1953 年的资料, 由于两次大地震处在祁连山孕震区, 所以取 16×16 网格。结果如表 5 所示。其平均值 $\bar{p}_0=0.4367$ 。有 $\bar{p}_0>p^*(=0.2324)$ 这样的关系。

表5 山丹、民勤大震前 p_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/256$
1949—1951	57.09	0.2230
1950—1952	147.00	0.5742
1951—1953	129.73	0.5068

对于 1937 年阿拉克湖大震, 选舒玛断裂孕震区地震记录资料。由于在此之前有 1932 年的昌马 7.6 级大震, 因此, 从 1933 年开始统计, 到 1936 年底, 可得两组数据。统计结果如表 6 所示。

其平均值 $\bar{p}_0=0.2819>0.2324$ 。从表 5 和表 6 还可看出, p_0 在逐年变化, 起初小于

临界概率, 当它大于 p^* 时, 就对应随即而来的大震。

对于 1932 年昌马大震, 考虑到其震前于 1927 年还发生过古浪大震, 所以取 1928—

1931年的资料,用祁连山孕震区地震记录资料,得二组数据。统计结果如表7所示。

表6 阿拉克湖大震前 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/1024$
1933--1935	190.91	0.1864
1934--1936	386.42	0.3774

表7 昌马大震前 p_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/256$
1928--1930	184.60	0.7211
1929--1931	131.70	0.5144

统计得 $\bar{p}_0=0.6178>0.2324$ 。由于统计样本较少,昌马大震前 p_0 没有呈现由小到大的变化,而且一直处在临界值以上。这可能与1927年古浪地震的影响有关。较之昌马地震对五年后的阿拉克湖地震的影响,古浪地震对五年后的昌马地震影响更大,因为后二者处在同一条断裂上,距离也较近。所以昌马震前 p_0 值初期较高,可以认为这是古浪地震的后效。

最后,我们统计了1937年阿拉克湖大震和1990年共和大震后的 p_0 值,用以进一步验证 p_0 作为判断大震发生依据的合理性。

由于阿拉克湖地震和共和地震均位于舒玛断裂孕震区的中央,而在祁连山孕震区的边缘,所以统计时取舒玛孕震区地震资料,同样采用4.0级等效频次,且同样划分 32×32 网格。

对1937年以后的地震资料的统计、计算结果如表8所示。结果表明,大震后 p_0 值降到了临界概率以下,而且不断降低。也就是说, p_0 值较敏感地反映了大震的孕育、发生和震后平静的过程。

表8 阿拉克湖大震后 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=f/1024$
1938--1940	156.29	0.1526
1939--1941	88.94	0.08686
1940--1942	82.63	0.08069
1941--1943	6.31	0.006162
1942--1944	6.31	0.006162

对于1990年4月26日以后的资料,由于时期短,以一年为间隔,半年为步长滑动(最后一步,由于资料所限,仅滑动了四个月)。为与三年期的平静期以及大震前期的统计结果比较,将统计值乘以3来求取 p_0 ,这样就仍采用4.0级等效频次以及 32×32 网格。结果如表9所示。统计表明,震后 p_0 值开始较高,随后迅速降低,降到临界值以下。

根据上述平静期、大震前期以及震后的 p_0 值,可以选定一个较符合实际的临界值

P^* ,同时也就确定了相应的重整化模型。在平静期 p_0 值一般小于0.2324或略大于此值。而在大震前期 p_0 值大于此值,即0.2324可以作为临界点 p^* ,如果统计出的 P_0 小于此值,则比较安全;若 p_0 大于此值时,发生大震的概率则较大。

表9 共和大震后 P_0 值

时 间	等效频次 f	概率 $P_0=3 \times f/1024$
1990-04--27 1991-04--27	111.97	0.3280
1990-10--27--1991-10--27	63.75	0.1868
1991-04--27--1992-04--27	46.43	0.1360
1991-08--31--1992-08--31	44.04	0.1290

* 数据资料截止到1992年8月31日。

5 讨论和展望

地震活动的重整化群模型,在力学上可以用如下的“分形树”代表(图 10)。一束绳子,每两根作为一个“细胞”。通过单元断裂概率可确定细胞的断裂概率。然后把细胞作为次级的单元,如此循环下去。

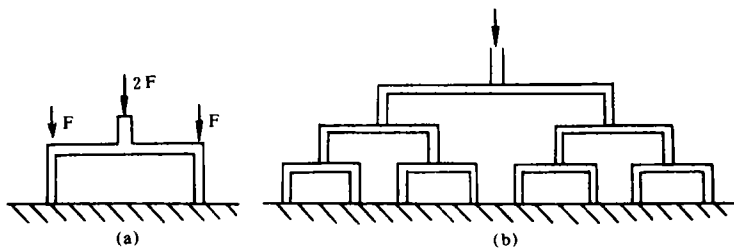


图 10 应用于一个地震断层的重整化群分形树模型

Fig. 10 Illustration of the fractal tree model of the renormalization group for an earthquake fault.

每个基本单元受力 F , 次级单元受力 $2F$, 余类推。把 F 作为随机变量, 得到绳受力断裂的概率分布。D. L. Turcotte 的研究认为^[1]它服从 Weibull 分布:

$$p_0(F) = 1 - \exp[-(F/F_0)^n] \tag{12}$$

这里 F_0 是表示强度的参考值; n 是 Weibull 分布的“次数”, (12) 式表示“ n 次 Weibull 分布”。

考虑二次 Weibull 分布

$$p_0(F) = 1 - \exp[-(F/F_0)^2]$$

为导出零级细胞的断裂概率 p_1 , 考察分形树断裂的构形。零级单元断裂概率记为 p_0 , 不断裂的概率为 $(1-p_0)$ 。用 b 表示断裂, u 表示不断裂, 则构形与相应概率如下:

$[bb]$	p_0^2
$2[ub]$	$2p_0(1-p_0)$
$[uu]$	$(1-p_0)^2$

由于当其中一个单元断裂后, 它所承受的力将转移到另一个单元上, 因此会影响到剩下的一个单元的断裂概率。为此要计算当其中一个单元断裂后, 另一个单元断裂的条件概率, 这种情形存在如下构形

$2[ub] \rightarrow [bb]$	$2p_0(1-p_0)p_{21}$
$2[ub] \rightarrow [ub]$	$2p_0(1-p_0)(1-p_{21})$

由得零阶细胞的断裂概率为

$$p_1 = p_0^2 + 2p_0(1-p_0)p_{21} \tag{13}$$

根据条件概率定义, 可得到

$$p_{21} = \frac{p_0(2F) - p_0(F)}{1 - p_0(F)} \tag{14}$$

经数学推导得

$$p_{21} = 1 - (1 - p_0)^3$$

$$p_1 = 2p_0[1 - (1 - p_0)^4] - p_0^2$$

$$p_{n+1} = 2p_n[1 - (1 - p_n)^4] - p_n^2 \tag{15}$$

由此可求出不动点： $x=0, x=0.2063, x=1$ 。其中 $x=0, x=1$ 是稳定不动点； $|\lambda|=0<1$ ；而 $x=0.2063, |\lambda|=1.619>1$ ，为不稳定不动点。其迭代图如图 11 所示。临界概率是 $p^* = 0.2063$ 。

同样，我们算出了一次、三次和四次 Weibull 分布之下的重整化群变换不动点。结果列于表 10。

以上分形的推算，相当于断裂孕震构造的微观模型，其中二次 Weibull 分布的结果比较接近于实际统计结果。因此可选定二次 Weibull 分布来说明断裂构造的力学机制较好。

前边基于地震的一维映射关系的分析和计算，已得出临界概率为 0.2324，这相当于一个宏观模型。

微观和宏观模型得出的结果是很接近的。

根据以上研究，可得到如下几点结论：

于是
同理

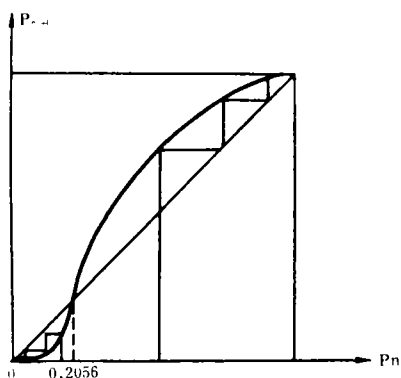


图 11 p_{n+1} 和 p_n 的依赖关系

Fig. 11 Dependence of the probability p_{n+1} on p_n .

表 10 各次 Weibull 分布的不稳定不动点

Weibull 分布次数 n	$P_0(2F)$ 与 $P_0(F)$ 关系	迭代公式	不稳定不动点
1	$P_0(2F) = 1 - [1 - P_0(F)]^2$	$P_{n+1} = 3P_n^2 - 2P_n^3$	0.5000
2	$P_0(2F) = 1 - [1 - P_0(F)]^4$	$P_{n+1} = 2P_n[1 - (1 - P_n)^4] - P_n^2$	0.2036
3	$P_0(2F) = 1 - [1 - P_0(F)]^8$	$P_{n+1} = 2P_n[1 - (1 - P_n)^4] - P_n^2$	0.0941
4	$P_0(2F) = 1 - [1 - P_0(F)]^{16}$	$P_{n+1} = 2P_n[1 - (1 - P_n)^4] - P_n^2$	0.0000

(1)地震的孕育活动，是一个自组织现象，可用描述集体行为的重整化群方法来研究，这种方法的使用的合理性在于地震的分形特征和大地震前的临界现象。

(2)临界概率值 p^* 的确定有明确的物理意义，是描述 7 级以上大震前的定量化指标。 p^* 的计算需在一定构形的基础上进行，构形的确定应从区域地震活动的特征出发，具有统计性和经验性。

(3)青藏高原北部地震区 p^* 值在构形确定和网格划分确定的情况下为 0.2324。预报时间界在 3 年左右。

参考文献

- 1 Donald L Turcotte. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. New York; Cambridge University Press, 1992. 169-193.
- 2 Smalley R F, Turcotte D L and Sola S A. A renormalization group approach to the stick-slip behavior of faults. J. G. R. , 1985, (90): 1884-1900.
- 3 May R M. Simple mathematical models with very complicated dynamics. Nature, 1976, (261): 459-67.
- 4 Hao Bailing. Elementary Symbolic Dynamics. Singapore; World Scientific Press, 1989.
- 5 Harken H. 信息与自组织. 罗久里等译. 成都: 四川科技出版社, 1988.

STUDY ON PHENOMENON OF SELF-ORGANIZED CRITICALITY AND
RENORMALIZATION GROUP THEORY FOR MID-TERM
EARTHQUAKE PREDICTION

Zheng Wenheng

(*Seismological Institute, SSB, Wuhan 430071*)

Guo Daqing, Shi Telin

(*Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Lanzhou 730000*)

Abstract

Earthquakes with diverse sizes show the form or extension of diverse size fractures in the crust which is in a self-organized state. Let P_0, P_1, \dots, P_n be the probability of the form or extension of fracture in diverse size rock bodies with certain scales. According to renormalization group theory, sequence $\{P_0, P_1, \dots, P_n\}$ has a limit that may be 0 or 1, and if $P_0 = P_1 = \dots = P_n$, the limit will get the constant (P^*). The P^* is a critical value, and if $P_0 > P^*$ then P_n approaches to 1; if $P_0 < P^*$, P_n approaches to 0.

P_0 can be determined by statistics of earthquake catalogue. There should be $P_0 < P^*$ during the earthquake quiet period, and $P_0 > P^*$ during the active, therefore, P^* can be determined as the value between the quiet period P_0 and the active P_0 . Based on the conclusion, a lot of renormalization models may be calculated and a model that its P^* is within the range is chosen to gain a exact P^* value. To predict earthquake, the P_0 is worked out using recent data and judged if $P_0 > P^*$ or not.

The data were calculated in northern district of Qinghai-Xizang plateau and the P_0 is about 0.3-0.8 before strong earthquakes, while it is about 0.1-0.2 during quiet. Therefore, the P^* is about 0.2-0.3 and the model that was chosen gives a exact P^* as 0.2324.

By this train of thought, a new way to predict strong earthquake is established.

Key Words: Renormalization group; Critical probability; Strong earthquake; Mid-term earthquake prediction