

大地震孕育过程中的混沌特征^{*}

安镇文 王林瑛 姚栋华 朱传镇

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘 要

众所周知,大地震的孕育和发展不仅是非常复杂的物理过程,而且是时间不可逆的非线性动力学过程。根据上述观点探讨了海城和唐山大地震发生前、后的地震活动特征。同时还在实验室条件下研究了岩石失稳破裂前,声发射序列的信息维特征。初步结果表明:大地震发生前地震活动存在着混沌行为,有一个低维吸引子。主震后地震活动表现为一种高维的类随机行为。某些震群结果类似于震后的情况。

在信息维研究中,发现岩石失稳破裂前和某些(海城与唐山)大地震发生前都有一个降维过程,且有较宽的无标度区。临近失稳前,无标度区变窄,信息维升高。

关键词 非线性; 关联维; 混沌; 无标度区; 信息维

一、引 言

大地震孕育过程中,由于孕震系统与周围介质不断有物质和能量的交换,显示出这种时间不可逆的开放系统具有强烈的耗散性。在其远离平衡态之后的长时间演化过程中,由于地下高温、高压和介质的高度不均匀,从而使各子系统间产生强烈的非线性相互作用,其动态特征变得非常复杂和不确定,使我们一直难于认识。从其复发率看,大地震($M \geq 7.0$)的孕震时间很长,亦是非周期的。Wyss(1990)认为地震周期不那么简单。实际上,人们早就知道地震活动的时、空特征是很复杂的。甚至在 Reid 时代人们就已经认识到断层的空间不均匀性可以导致非周期现象(Scholz, 1989)。由于科学发展的局限,多年来人们又几乎一直把地震活动的特征看作是具有无穷个自由度的随机现象。但是,近年来现代科学的发展正在改变着人们对地震问题的认识。目前,国内外很多工作(Kagan *et al.*, 1980; Horowitz, 1988; 罗久理等, 1990; 安镇文等, 1989; 陈颙, 1989; Hirata *et al.*, 1987)都在证实着这种复杂的地震活动特征既不是来自严格的周期性,也不是来自均匀分布的随机性,而是来自孕震系统的内在随机性。它具有复杂的 Cantor 集合结构。现在我们知道,这种内在随机性的本质乃是问题的非线性。按照耗散结构的观点,大地震孕育过程中,该系统与外界不断有物质和能量的交换且时间不可逆。随着断层失稳的缓慢发展过程,特别是

* 地震科学联合基金资助项目。国家地震局地球物理研究所论著 91A0013。

1990 年 10 月 8 日收到本文初稿, 1992 年 2 月 19 日决定采用。

临近失稳时,其孕震体的应变与能量密度都随时间而变化.所以,地震活动的图象应有动态结构产生,而且会有越来越复杂的结构出现,并且这种地震活动的宏观图象是确定性的(傅承义,1989).显然,这种动态图象的趋势应该是从无序走向有序,从高熵降到低熵.但是,这种演变过程决不是一种简单的过渡,很可能是无序与有序、高熵与低熵同时并存,问题非常复杂.

陈颙(1989)在详细讨论了地震前兆的复杂性后并于岩石破裂实验条件下提出了降维现象.也就是说,在大震发生前应该有一个有序过程,而且这个过程与未来系统的突变密切相关.为了探讨其复杂性和定量地研究这种关系,本文根据非线性动力学观点,试图从大震发生前的地震活动和岩石声发射序列中,研究可能存在的混沌过程,并且定量地探讨它们各自的信息维和关联维.期望能找到一种反映系统内部状态变化的序参量,并期望这种序参量能为我们预报大地震提供某些有用信息.

二、基本理论与方法

大震孕育过程中,地震活动的确定性图象展示了系统内部的状态变化.我们相信这些地震活动的序列中隐含着参与未来系统突变的痕迹,蕴藏着与未来大震发生有关的重要信息.为了从中提取某些有用信息,我们引进统计力学和信息论中的 q 阶信息概念(Grassberger *et al.*, 1984)

$$I_q = \frac{1}{1-q} \lg \left(\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} P_i^q \right) \quad (1)$$

这里, P_i 为轨道访问边长为 ε 的第 i 个盒子的概率.由此,我们可以定义广义 q 阶维数

$$D_q = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I_q(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} \quad (2)$$

很明显,当 $q=0$ 时,(2)式退化为容量维

$$D_0 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg N(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} \quad (3)$$

对于 $q=1$, (2)式变为一阶信息维

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I_1(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} \quad (4)$$

其中

$$I_1(\varepsilon) = - \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} P_i \lg P_i$$

当 $q=2$ 时, (2)式变为二阶信息维,通常叫关联维

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I_2(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} \quad (5)$$

这里

$$I_2(\varepsilon) = \lg \left(\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} P_i^2 \right)$$

三、应 用

1. 相空间的吸引子

(1) 地震活动的吸引子 在研究中, 我们选取海城地震活动的时间范围是从 1972 年 1 月 1 日至 1978 年 12 月 31 日; 唐山地震活动的时间范围是从 1970 年 1 月 1 日至 1978 年 12 月 31 日; 龙陵地震活动的时间范围与唐山地震相同. 而其空间活动范围分别是 $39^{\circ}21' - 42^{\circ}00' \text{N}, 120^{\circ}55' - 124^{\circ}29' \text{E}$; $37^{\circ}50' - 40^{\circ}50' \text{N}, 117^{\circ}01' - 121^{\circ}00' \text{E}$; $23^{\circ}15' - 26^{\circ}00' \text{N}, 97^{\circ}00' - 100^{\circ}00' \text{E}$. 选取的地震震级下限是 $M_L \geq 1.0$.

根据上述给定的时间序列 $M(t_i)$, 即震级随时间的变化, 重新构造相空间, 新的吸引子由轨道

$$\{M(t_i), M(t_i + \tau), M(t_i + 2\tau), \dots, M(t_i + (n-1)\tau)\} \quad (6)$$

所限定. 这里, n 为相空间维数, τ 为延迟时间. 在实际计算过程中, 我们由(5)式

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} P_i^2 &= \text{吸引子的两个点落在一个尺度为 } \varepsilon^d \text{ 的盒子内的概率} \\ &= \text{由小于 } \varepsilon \text{ 的距离分开的吸引子的两个点的概率} \\ &= \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \{ \text{距离 } |M_i - M_j| \text{ 小于 } \varepsilon \text{ 的 } ij \text{ 对的个数} \} \\ &= \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1, j \neq i}^N H(\varepsilon - |M_i - M_j|) \\ &= C(\varepsilon) = \text{相关积分} \end{aligned} \quad (7)$$

这里, $H(x)$ 为 Heaviside 函数. 当 ε 充分小时, 我们得到

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\lg C(\varepsilon)}{\lg(1/\varepsilon)} \quad (8)$$

其中

$$C(\varepsilon) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1, j \neq i}^N H(\varepsilon - |M_i - M_j|)$$

在我们的研究中, 我们取延迟时间 $\tau = 0.2$ 天, 在 τ 时间内取最大震级, 我们把零点看作零级地震. 应用(8)式我们计算大量不同时间段内的关联维 D_2 . 但大部分曲线都没有标度区, 显示出随机的特征. 然而, 唐山大震前 200 至 100 天, 海城和龙陵地震前 100 天, 相关函数曲线都有明显的线性标度区. 图 1 示出了唐山大震前后的相关函数曲线. 图 2 示出了由图 1 得到的 D_2 随嵌入空间维数的变化. 表 1 给出了具体计算结果. 图 3 给出了海城、龙陵以及某些震群的计算结果. 河南林县震群、广西海丰和路川震群的时间活动范围分别是 1982 年 3 至 6 月, 1981 年 2 月 10 日至 5 月 21 日和 1978 年 1 月 1 日至 4 月 12 日.

(2) 岩石声发射的吸引子 我们对辉长岩破裂实验, 以每 20 ms 统计其声发射个数, 得到时间序列, 类似地, 根据(8)式计算了关联维 $D_2 = 3.1$.

2. 时间域的信息维

(1) 地震活动的 D_1 利用(4)式我们计算了海城和唐山大震前、后的地震活动在时间域的信息维, 见表 2. 图 4a, b 分别给出了海城地震前 1973 年和 1975 年 1 月 1 日至 2 月 4 日的 $I(\varepsilon)$ 对 $\ln(1/\varepsilon)$ 曲线. 图 5 给出了 D_1 随时间的变化.

(2) 岩石声发射的 D_1 我们把岩石声发射序列分为 6 段, 平均约 4 分钟左右, 计算了每段 D_1 值随时间的变化. 表 3 给出了每个时间段的 D_1 值. 应当指出, 在砂岩声发射活动

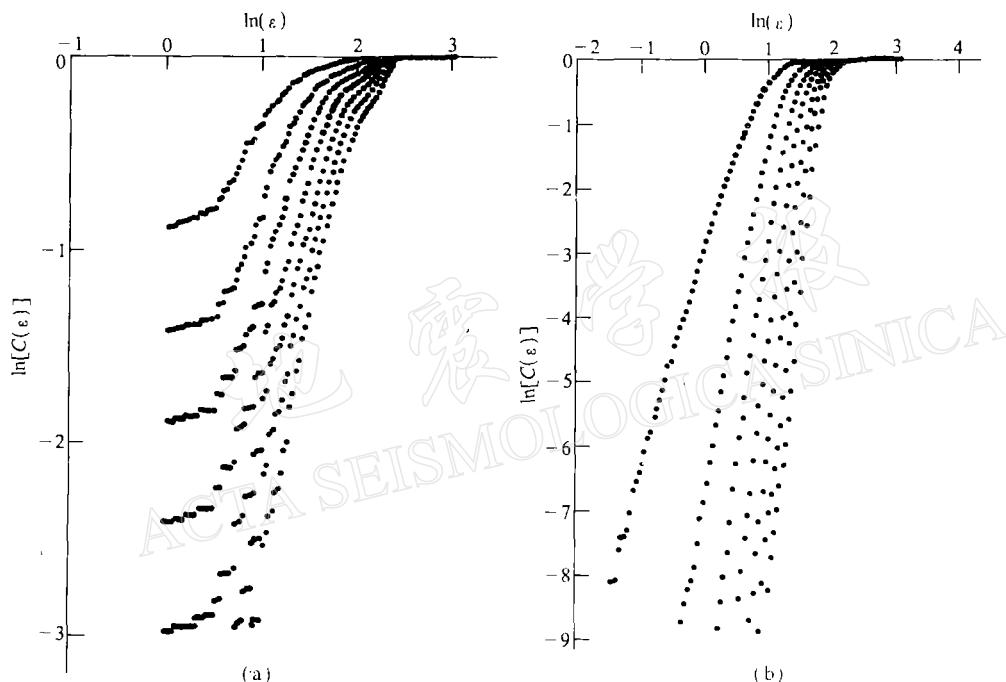


图 1 唐山大震前(a)、后(b)的相关函数曲线

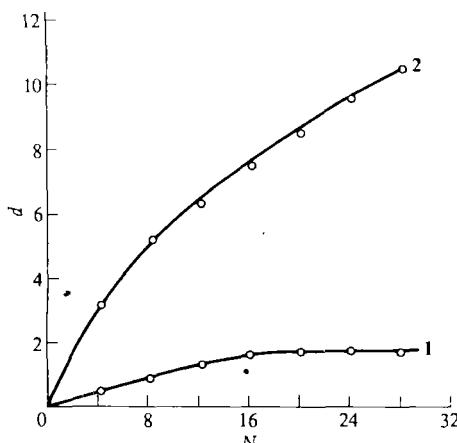


图 2 唐山大震前(1)后(2)关联维随相空间维数的变化

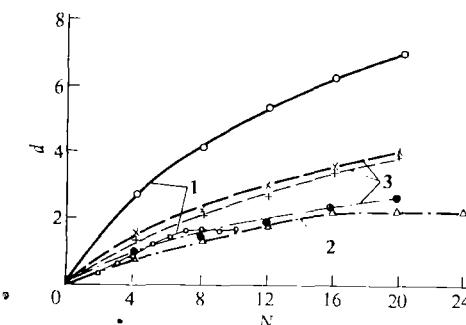


图 3 关联维随相空间维数的变化
其中(1)为海城大震前(·)后(○); (2)为龙陵主震前(震后资料缺); (3)为河南林县(×)、广西路川(+)和海丰(·)震群

中, 有一段时间并无声发射活动. 在辉长岩实验过程中, 有很长时间并无声发射事件产生, 只在临近失稳前才有声发射活动, 而且活动越来越频繁, 直至失稳. D_1 , D_2 的计算数据都是取自此此时的数据.

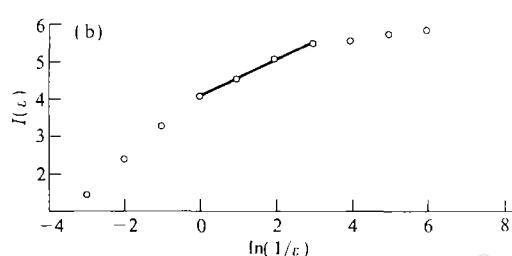
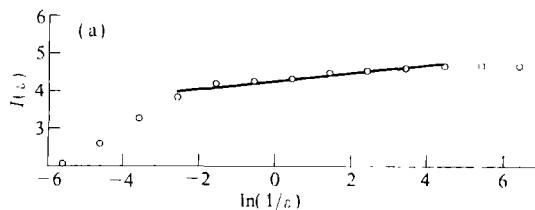


图4 海城主震前1973年(a)和1975年1月1日至2月4日的 $I(\epsilon)$ - $\ln(1/\epsilon)$ 曲线(b)

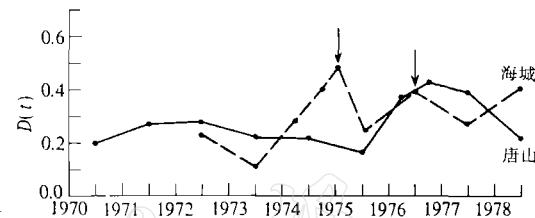


图5 海城和唐山地震的 D_1 随时间的变化

表1 唐山主震前、后 D_2 的变化

| n | 主震前 (-200 ~ -100 天)) | 主震后 (1~100 天) |
|-----|---------------------------|--------------------|
| 4 | 0.515 ± 0.030 | 3.227 ± 0.026 |
| 8 | 0.919 ± 0.036 | 5.211 ± 0.078 |
| 12 | 1.260 ± 0.034 | 6.318 ± 0.073 |
| 16 | 1.678 ± 0.043 | 7.461 ± 0.071 |
| 20 | 1.732 ± 0.052 | 8.513 ± 0.138 |
| 24 | 1.770 ± 0.035 | 9.536 ± 0.172 |
| 28 | 1.787 ± 0.044 | 10.439 ± 0.276 |

表2 大震前、后 D_1 的变化

| 时 间 | 海 城 地 震 | | 唐 山 地 震 | |
|------|---------|------|---------|------|
| | D_1 | R | D_1 | R |
| 1970 | | | 0.201 | 0.96 |
| 1971 | | | 0.271 | 0.97 |
| 1972 | 0.228 | 0.99 | 0.278 | 0.98 |
| 1973 | 0.110 | 0.96 | 0.220 | 0.99 |
| 1974 | 0.282 | 0.99 | 0.214 | 0.99 |
| | 0.400 | 1.00 | | |
| 1975 | 前 0.480 | 1.00 | 0.164 | 0.96 |
| | 后 0.245 | 0.98 | | |
| 1976 | 0.390 | 0.98 | 0.368 | 1.00 |
| | | | 0.425 | 0.99 |
| 1977 | 0.269 | 0.99 | 0.389 | 0.98 |
| 1978 | 0.405 | 0.97 | 0.217 | 0.99 |

注: R 为相关系数

表 3 各时段岩石声发射 D_1 的变化

| 时 间 段 | 沙 岩 | | 大 理 岩 | | 辉 长 岩 | |
|-------|-------|------|-------|------|-------|------|
| | D_1 | R | D_1 | R | D_1 | R |
| 1 | 0.306 | 0.97 | 0.447 | 0.98 | | |
| 2 | 0.146 | 1.00 | 0.482 | 0.99 | 0.222 | 0.96 |
| 3 | 0.110 | 0.92 | 0.151 | 0.94 | 0.453 | 0.98 |
| 4 | | | | | 0.393 | 0.97 |
| 5 | 0.543 | 1.00 | 0.456 | 0.98 | 0.278 | 0.98 |
| 6 | 0.368 | 0.97 | 0.305 | 0.97 | 0.436 | 0.97 |

注: R 为相关系数

四、讨 论

1. 关于 D_2

(1) 由计算结果我们发现, 大震前地震活动的相关函数都有一段较好的线性标度区, 从而得到 D_2 确有明显的饱和值, 但都比较低. 海城、唐山和龙陵地震的 D_2 分别为 1.7, 1.8 和 2.1. 辉长岩声发射频度的 D_2 为 3.1.

(2) 大震发生后 D_2 并无饱和值, 且随嵌入维数线性增长, 与震群情况相类似, 这表明震级随时间的分布是一类随机现象.

2. 关于 D_1

(1) 从海城和唐山地震的计算结果看, 大地震发生前, D_1 有一个降维过程. 这说明大震前确有一个有序过程. 一般情况下, D_1 值比较低, 大震之前再度降低. 临震前 D_1 明显升高.

(2) 降维过程中, 确定 D_1 的无标度区较宽. 临震前, 除了 D_1 明显升高外, 无标度区急剧变窄(见图 4), 甚至有的曲线很难确定其无标度区. 有关 D_1 的研究, 将在另文讨论.

(3) 在辉长岩、大理岩和砂岩实验中, 得到与地震完全类似的结果. 但岩石声发射的 D_1 值略高于地震的 D_1 .

从非线性动力学我们知道, 相空间分维的存在意味着地震活动的时间序列中混沌吸引子的存在. 这表明地震活动的复杂性是由混沌吸引子的性质决定的. 大震前的低维混沌过程, 显示了孕震系统未来突变的局部不稳定性. 更详细的我们将在另文中讨论.

D_1 的研究给我们确定临震阶段的预报提供了希望. 从初步结果看, 是否 D_1 和 D_2 就是描述地震孕育过程的序参量? 而且上述结果是否具有普适性? 这些问题还有待大量深入细致的工作.

由于大震前、后介质状况发生了变化, 很可能地震活动的吸引子各有自己的时间尺度. 如果 τ 选得太大, 则模拟状态空间的不同坐标值不再是确定性相关的, 这将导致 D_2 假的高值; 另一方面, 如果 τ 太小, 这将意味着坐标值非常接近, 从而导致准一维的吸引子(Grassberger, 1986). 实际上, 对地震问题 τ 的选取依赖于介质性质和观测精度. 我们同意 Weiss(1987)所说的, 很可能每个时间尺度都有自己的吸引子. 而 Fraser(1986)则认为, τ 的选择应取互信息的第一个区域最小值.

从图 2 和图 3 中看到, 当 D_2 达到饱和时, 相空间维数是很高的, 而 D_2 却比较低. 这与

Takens(1981)的理论嵌入判据有些不符. Caputo 等(1986)也认为这是一个实际问题.

虽然地震活动的图象是确定性的, 但其数据量对统计方法来说是太少了. 比如我们得到的 D_2 的计算结果, 很可能由于地震活动的数据量太少影响了它的精度. 另一方面, 震级也并非是状态变量. 如何应用测震学资料探讨地震孕育过程中的动力学问题, 还有待进一步的研究与探索.

参 考 文 献

- 安镇文、王林瑛、朱传镇, 1989. 大震前后地震活动的时空分维特征. 地震学报, **11**, 251–258.
- 陈颙, 1989. 地震的红肿假说与降维现象. 八十年代中国地球物理学进展, 56–61. 学术书刊出版社, 北京.
- 傅承义, 1989. 地震预测工作的一些反思. 八十年代中国地球物理学进展, 1–4. 学术书刊出版社, 北京.
- 罗久理、刘冬燕, 1990. 地震活动究竟是混沌现象还是确定性的? 大自然探索, **1**, 26–31.
- Caputo, J. G., Malraison, B. and Atten, P., 1986. Determination of attractor dimension and entropy for various flows: In : G. Mayer-Kress (editor), *Dimensions and Entropies in Chaotic Systems*, 180–190. Springer Verlag, Berlin.
- Fraser, A. M. and Swinney, H. L., 1986. Independent coordinates for strange attractors from mutual information. *Phys. Rev. A* **33**, 1134–1140.
- Grassberger, P. and Proccacia, I., 1984. Dimension and entropies of strange attractors from a fluctuating dynamics approach. *Physica*, **13D**, 34–54.
- Grassberger, P., 1986. Estimating the fractal dimensions and entropies of strange attractors. In: A. V. Holden, (editor), *Chaos*, 291–311. Manchester University Press, UK.
- Hirata, T., Satoh, T., Ito, K., 1987. Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **90**, 369–374.
- Horowitz, F. G., 1988. Nonlinear friction and chaos in seismicity: Speculations about a geometric framework for predicting earthquake. *EOS*, **69**, 1437.
- Kagan, Y. Y. and Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *J. Geophys. Res.*, **62**, 303–320.
- Scholz, C. H., 1989. Global perspectives of Chaos. *Nature*, **338**, 459–460.
- Takens, F., 1981. Lecture Notes in Math, 898. Springer, Heidelberg-New York.
- Weiss, N. O., 1987. Diagnosis of dynamical systems with fluctuating parameters. *Proc. R. Soc. Lond. A* **413**, 5–8.
- Wyss, M., 1990. Seismic cycle not so simple. *Nature*, **345**, 290.