

文章编号: 0253-3782(2006)04-0438-10

地壳介质破裂的尺度理论在研究山丹—民乐 6.1 级地震的地震学前兆特征中的应用^{*}

荣代潞[†] 李亚荣 韩晓明

(中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所)

摘要 介绍了 Allegre 的地壳介质破裂的尺度理论和根据该理论建立一种预测地震发生时间方法的可能性. 作为震例研究了甘肃山丹—民乐 6.1 级地震的地震学前兆(地震空间相关长度和尾波 Q_c 值)特征. 结果表明, 地震空间相关长度和尾波 Q_c 值在震前都呈增长趋势, 用幂次率关系拟合了这两种参数的上升变化形态. 这为利用地震空间相关长度和尾波 Q 值的监测资料建立一种预测地震发生时间的方法和找到预测指标打下了基础.

关键词 地震 时间预测 山丹—民乐 6.1 级地震 尾波 Q_c 值 相关长度

中图分类号: P315.75 **文献标识码:** A

引言

在地震预测中, 大震发生时间的预测特别是短期和临震预测是最难的但也是最具有减灾实效的重要课题. 在这方面迄今为止还没有找到有效的预测方法和指标, 没有取得明显的突破性的进展.

构造地震特别是大陆内部的构造地震是地壳介质在应力场的作用下破裂错动或已有断裂重新(破裂)错动的结果. 法国 Allegre 等(1982)在分形理论的基础上, 利用重整化群方法研究了地壳介质破裂的尺度定律, 并在此基础上指出了这种方法在地震预测中的应用前景.

本文根据 Allegre 等(1982)提出的理论, 试图发展一种预测中强地震发生时间的新方法. 首先据此研究了 2003 年 10 月 25 日甘肃山丹—民乐 6.1 级地震的地震学前兆特征, 为建立这种方法提供一个震例.

1 理论和方法概述

根据 Allegre 等(1982)提出的理论, 概括地说, 地壳介质从宏观(大到卫星照片)到微观(小到微米量级)具有分形结构. 依据重整化群方法, 可以得到断裂系统的破裂概率

$$P_n = \prod \Pi(x) P_{n-1} \quad (1)$$

$\Pi(x)$ 为一个算子, 一般为多项式, 其具体形式与所选的变换有关. 式(1)通常具有如图 1

^{*} 国家自然科学基金项目(40574026)资助. 中国地震局兰州地震研究所论著号 LC2006008.

2005-07-13 收到初稿, 2006-02-06 决定采用修改稿.

[†] 通讯作者. E-mail: rongdl@gssb.gov.cn

所示的变化形态。

这种形态的一个重要特征是：当 n 增加到一定程度时， P_n 从 0~1 发生跳跃性的变化。它表示系统从微观破裂发展为宏观破裂。这种变化的物理机制是与在应力作用下岩石中的微裂隙产生有关的。在应力作用的初期阶段，岩石中的微裂隙密度增加，但岩石总体并没有发生宏观破坏。随着应力的增大，微裂隙密度增加，但在大的尺度上宏观破坏现象仍不显著。当应力和微裂隙密度增加到某一程度时，破坏突然发生。也就是说，破裂概率从某一值 P_c 突然增加到 1。 P_c 被称为临界破裂概率。

这一现象已经被实验所证实。例如 Tapponnier(Allegre *et al*, 1982)发现花岗

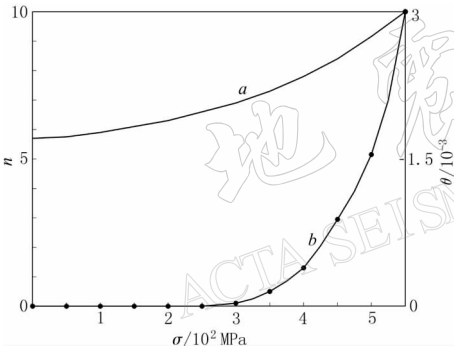


图 2 花岗岩在围压下的破裂形态
(引自 Allegre *et al*, 1982)

源区反映地壳岩石不同尺度物理性质的物理量随时间的变化，就有可能从它们的变化趋势中找到预测地震发生时间的方法。

在 1982 年 Allegre 等(1982)提出上述研究结果后，断裂的分形理论和尺度定律得到了广泛的应用和进一步的研究。但是遗憾的是，它在大震发生时间的预测方面却没有得到进一步的深入研究。这可能是由于监测系统的限制和问题本身的难度造成的。

2 两种可用于预测发震时间的地震学前兆参数：地震空间相关长度和尾波 Q 值

随着监测系统的宽频带和数字化，目前我们至少找到两种可以用于上述研究的物理量：其一是中强地震发生前，震源及邻近地区中小地震的空间相关长度；其二是地壳介质对不同地震波频率的衰减，具体指标是不同频带的尾波 Q 值。

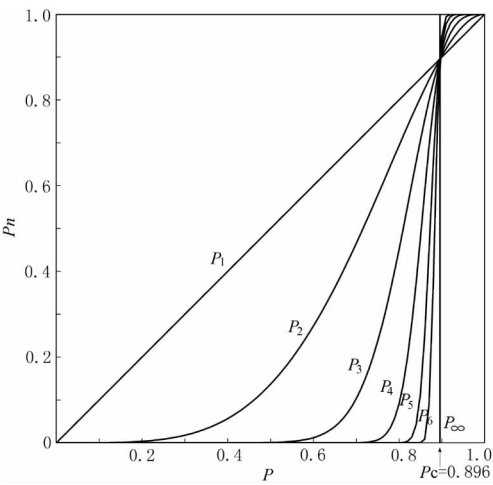


图 1 地壳介质破裂概率的变化形态
(引自 Allegre *et al*, 1982)

岩在围压下的破裂具有下面的形态(图 2)：图 2 中 a 是每毫米的贯通裂纹数目，代表了样品的微观性质；图 2 中 b 是裂纹产生的总的体积膨胀，代表样品的宏观性质。由图 2 可见，随着围压的增加，代表岩石宏观性质的体积膨胀有一个近乎阶跃式的变化，而代表微观性质的贯通裂纹数目则表现为渐进式的变化。

根据以上的分析，我们可以一般地看到，在破裂概率 $P_n = \Pi(x)P_{n-1}$ 中， n 从 $1 \rightarrow \infty$ 代表了从微观(小尺度)到宏观(大尺度)的破裂发生状态，并且因此提示我们可以寻找到一种预测大震发生时间的方法，即如果我们同时监测震

2.1 地震空间相关长度

1990 年, Frohlich 和 Davis(1990)将单键群分析方法用于地震目录的分析研究中. 这种方法可以在全局和局部区域的不同层次上定义群或分立事件之间的特征尺度. 对于某一区域分布的一定数目的地震, 它们之间的距离(震中距)的特征尺度即所谓空间相关长度. Zoller 等(2001)研究了美国加州 1952 年以来发生的 9 次 $M \geq 6.5$ 的地震, 荣代璐等(2004)研究了近 17 年来甘肃及邻近地区 6 次 6 级左右的地震, 均发现在震前都不同程度存在相关长度增长的现象. 按照地震的自组织临界系统的观点, 如果系统接近临界点, 那么将出现以幂次律为特征的长程相互作用. 这时地震的相关长度 ξ 应增长, 可用下式表示(Bruce, Wallace, 1989):

$$\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k} \quad (2)$$

式中, t_f 为中强地震的发震时间, 即震源系统达到临界点的时间; k 为一正数, 决定于相关长度增长的速率.

因此我们看到, 在一个区域内, 中小地震之间的相关长度表现了这一区域介质在较大尺度的破裂性质, 这个尺度正好是中小地震发生的相关断裂的尺度.

2.2 尾波 Q_c 值

自从 Aki 和 Chouet(1975)建立地震尾波的衰减理论以来, 地震记录的尾波 Q 值就成为研究地壳介质性质和地震活动性的一个十分重要的物理量. 尾波 Q_c 值是地壳岩石的一个构造参数, 称为介质的品质因子. 由于区域应力场的变化造成地壳岩石内裂隙的生成、张开或闭合, 或者使裂隙内的流体发生迁移等, 都可以引起岩石品质因子发生变化. Aki 等认为, 尾波是震源向各个方向辐射的地震波遇到介质中不均匀体向后反射在记录点处的叠加, 因此地震尾波衰减(Q_c 值)大小反映了一个椭球体区域介质的不均匀性的平均性质, 震源和接收台站分别位于这个椭球体的焦点. 这个椭球体的大小取决于离逝时间, 即从发震时刻算起所取地震波的流逝时间.

很多研究者注意到尾波 Q_c 值在地震前的变化. 一些研究报道, 在大震前 1~2 年靠近发震地点的地区 Q_c 值出现升高的现象(Jin, Aki, 1986; Novelo-Casanova *et al*, 1985; Peng *et al*, 1987); 秦嘉政等(1987)发现大震前在主震震中附近的近源区的 Q_c 值较高, 大震后变小 30% 左右; 王勤彩等(2004)发现, 张北 6.2 级地震后震源区的尾波 Q_c 值总体呈下降趋势, 但是在 1999 年 3 月强余震($M=5.6$)发生前出现前所未有的高值. 这些研究表明, 虽然存在地震前尾波 Q_c 值下降的震例, 但是地震前在震源区附近尾波 Q_c 值升高是一种较为普遍的现象, 并且这种尾波 Q_c 值的增大与震源区应力积累增强的物理机制是吻合的.

研究表明, 尾波 Q_c 值与地震波的频率 f 有关, 可用下式表示:

$$Q_c(f) = Q_0 f^n \quad (3)$$

其中, n 的大小反映了 Q_c 值对频率的依赖程度, Q_0 是频率 $f=1$ 时的 Q 值. n 和 Q_0 与构造活动、地壳介质的均匀程度有关. 根据 Aki(1980)和 Dainty(1981)的研究结果, 低频率端 Q_c 值大小主要受介质几何非均匀性控制, 而高频率端 Q_c 值大小主要受介质非弹性特征控制, 且当地震波波长与介质中的散射体线度、散射体之间的距离基本相当时, 地震波的散射最强, 能量衰减表现出对频率的强依赖性. 因此可以认为, 不同频带的尾波 Q_c 值, 反映了地壳介质不同尺度的不均匀性的特征. 在孕震过程中, 震源区的应力积累不断增强, 介质中的裂隙和流体分布发生变化, 介质的不均匀性和非弹性特征就要发生变化. 可以预

见, 反映介质不均匀性和非弹性特征的尾波 Q_c 值也会发生变化.

在对地震前地震空间相关长度变化的研究中, 可用 $\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}$ 的形式来拟合这种变化. 这种幂指数的变化形式最早应用于震前的加速释放模型 (Bufe, Varnes, 1993; Brehm, Braile, 1998, 1999). 国内一些研究者用这种模型研究了一些震例, 并进行了模拟实验研究 (蒋长胜等, 2004; 蒋长胜, 吴忠良, 2005; 余怀忠等, 2004). 这种模型是建立在震前应变累积释放基础上的. 我们可以预期, 一些直接与震源区应力积累相关的物理量也可能具有这种幂指数变化的特征, 如前面提到的地震前地震空间相关长度的变化. 另外我们也注意到, 这种幂指数的变化形式可以模拟许多上升变化的形态, 只要选取不同的幂指数 k 值即可. 例如我们作出 $(10-x)^{-k}$ ($x=0, 0.1, 0.2, \dots, 9.0$; $k=0.1, 0.2, \dots, 1.0, 2.0, 5.0$) 的变化图 (图 3). 可以看到, 这种幂指数同样可以拟合图 2 中花岗岩在围压下的实验曲线. 根据这种考虑, 我们同样用幂指数变化形态来拟合震前震源区尾波 Q_c 值的变化, 以期能研究这两种参数在震前变化的共同特征.

尾波 Q_c 值的计算和研究是建立在数字地震记录的基础上的, 随着数字地震记录的日益普及, 使尾波 Q_c 值的计算变得简单, 并发展了一些可用的计算方法.

根据 Aki 和 Chouet (1975) 建立的震源距为零时的单次散射模型的结果, 在以频率 ω 为中心的一频带上, 地震记录的尾波功率谱可以表示为

$$P(\omega | t) = C(\omega) t^m e^{-\omega t / Q_c} \quad (4)$$

其中, t 为从发震时刻开始测量的流逝时间;

m 为常数, 对于体波 $m=2$, 面波 $m=1$. 通过变换, 可以得到

$$\ln[P(\omega | t)t^2] = \ln C(\omega) - \frac{\omega}{Q_c} t \quad (5)$$

由于 $\ln C(\omega)$ 与时间无关, 对于某一频率可把它当作常数对待. 因此, 用移动时间窗对尾波进行谱分析, 计算出对若干中心频率和一定带宽的尾波功率谱值, 然后对式 (5) 进行线性回归, 即可得到这一频带的尾波 Q_c 值.

对于震源距不为零的单次和多次散射模型 (曾健, 聂永安, 1988; 聂永安等, 1995), 当经过震源距校正后, 流逝时间与折合的功率谱之间仍然存在某种线性关系, 可以同样根据上面的方法来求得尾波 Q_c 值.

由于数字地震监测网络的建立和数字地震资料处理技术的发展, 我们有可能方便地处理地震波的信息, 计算相关长度的中小地震目录已经成为可靠的、有很高精度的资料. 因此, 我们有可能根据 Allegre 等 (1982) 的理论在上述两种监测资料的基础上, 建立一个大地震发生时间预测 (特别是短临预测) 的新的方法, 并找到可用于预测的指标.

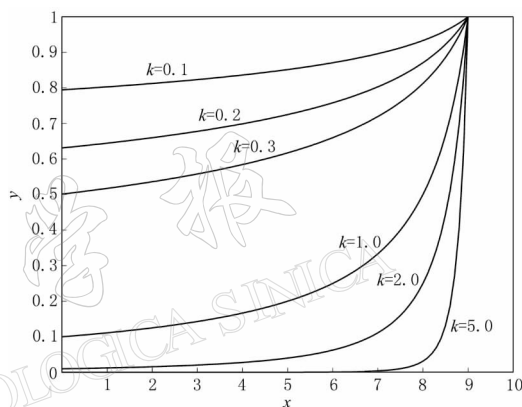


图 3 不同指数值的幂指数变化曲线

3 甘肃山丹—民乐 6.1 级地震的地震学(地震相关长度和尾波 Q_c 值)前兆特征

作为震例,我们首先研究甘肃山丹—民乐 6.1 级地震的地震学前兆特征,包括地震前的中小地震的地震空间相关长度的时间变化特征和不同频率的地震波衰减特征.

该地震参数如下:

发震时间:2003 年 10 月 25 日 20 时 41 分

震中位置:38°21'N, 100°55'E

震源深度:13 km

震级: M_s 6.1, 5.8(20 时 47 分)

3.1 地震空间相关长度变化特征

相关长度 $\xi(t)$ 可用单键群分析方法来估算(Zoller *et al*, 2001; 荣代璐等, 2004). 如果选定一个地区分布有 N 次地震, 我们可以首先将每次地震与其空间分布最邻近的地震相连构成一个小震群, 然后每一个小震群与其最近的震群相连. 如此循环下去, 直到 N 次地震用 $N-1$ 个键相连在一起, 这里键长即是两个地震的震中距(这里仅考虑二维情况). 这样就得到一个由 $N-1$ 个键长组成的序列, 用键长小于等于 ξ 的概率为 0.5 的条件来定义相关长度.

用滑动时间窗方法得到相关长度的时间演化进程. 在选定的空间范围内, 以在主震发生前一段时间(一般是数年)的地震序列为基础, 以一定数目的地震作为时间窗. 用上面所说的单键群分析方法计算这个时间窗内的地震的相关长度. 然后, 以一定的步长使这个时间窗移动, 重复上面计算相关长度的步骤. 这样就可得到主震发生前一段时间内相关长度随时间的演化过程.

资料和参数选取: ① 时间范围. 从 2000 年 1 月 1 日—2004 年 12 月 31 日, 包括了震后一年多发生的余震, 目的是对比地震前后相关长度的变化. ② 空间范围. 郭增建和秦保燕(1991)以地震孕育的组合模式研究了大地震的有效前兆范围, 本文拟用这种有效前兆范围作为选取地震空间范围的依据. 这种前兆范围可以用下式表示:

$$R = 10^{0.508M - 1.377} \quad (6)$$

其中, R 为以震中为中心的半径(km), M 为震级(M_s). 考虑到这次山丹—民乐地震在数分钟内连续发生 M_s 6.1 和 5.8 级地震, 这两次地震的能量(按照公式 $\lg \sqrt{E} = 0.75M + 5.9$ 计算)与一次 M_s 6.2 地震相当. 根据式(6)算得 $R = 59.2$ km, 因此选取地震震中周围 60 km 所发生的地震作为研究对象. 上述地震(包括主震)和台站位置见图 4.

考虑到该地区的地震活动水平和有足够的地震用于计算, 我们计算地震的

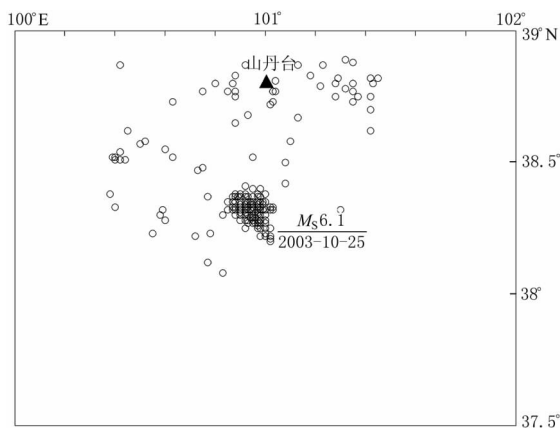


图 4 选取的地震和台站位置

空间相关长度时选取的起始震级为 2.0 级. 每组选取 8 次地震, 计算的“时间”步长为 4 次地震. 各个参数的具体选取原则详见荣代璐等(2004)文章.

图 5 为地震空间相关长度的计算结果和相应的幂次率拟合曲线. 拟合曲线关系式 $\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}$ 中, 指数 $k = 0.23$.

3.2 不同频率的地震波衰减特征

本文使用浙江省地震局朱新运提供的在 MATLAB 平台上开发的尾波 Q_c 值的计算程序.

资料选取: 基本与前面计算地震的空间相关长度时相同. 考虑到尾波 Q_c

值计算需要数字地震记录, 时间范围选取从 2000 年 6 月甘肃数字地震台网运行以来至 2003 年 10 月 25 日主震发生时. 为了对比, 还计算了主震发生后至 2004 年 12 月 31 日该地区发生的地震(除主震附近的余震)的尾波 Q_c 值.

计算中参数的选取:

1) 频率选取. 考虑到仪器的频率响应, 选取 4~18 Hz、间隔 1 Hz 的频率范围进行计算.

2) 仪器校正. 由于利用同一台站的记录分别计算各频率点的 Q_c 值, 并且仪器在所选取的频率段(4~18 Hz)的响应是平坦的, 所以对记录波形不作仪器校正.

3) 尾波截断时间. 根据 Aki 和 Chouet(1975)的结果, 选取记录中从 S 波到时 t_s 开始, 两倍($t_s - t_p$)的时间为尾波的开始时间(t_p 为 P 波到时). 研究表明, Q_c 值对尾波截断时间的取值非常敏感, 不同的作者往往以各自不同的标准来界定并截断尾波, 这就有可能造成不同研究者采用相同的方法研究相同的地震获得差别很大的结果. 鉴于此, 我们利用了程序中的自动截断尾波的功能(信噪比取至 $\sqrt{2}$ 截断信号), 对于那些用自动截断尾波功能不能

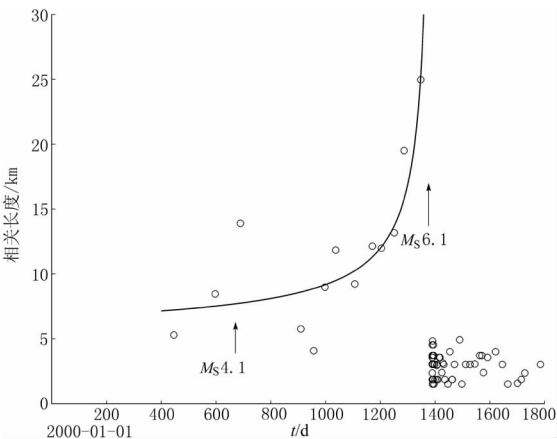


图 5 地震空间相关长度的计算结果和相应的幂次率拟合曲线

计算出结果的记录(通常是记录噪声大)予以舍去, 以尽量保证计算结果的客观性. 计算出尾波 Q_c 值的地震分布示意图如图 6 所示.

可以看出, 计算尾波 Q_c 值的地震分布在主震震中附近较大范围, 但是主要集中在山丹台周围, 距离台站较远的部分震级小的地震因为记录质量问题不能得出有效结果.

图 7 给出了不同震源距的地震波形(垂直向). 由图 7 可见波形记录良好, 没有明显的干扰.

计算结果: 计算出的每一次地震的不同

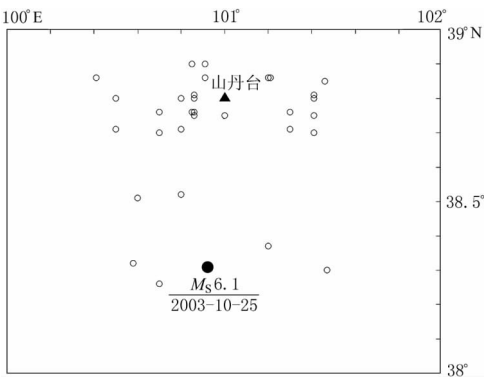


图 6 计算出尾波 Q_c 值的地震分布示意图

频带的尾波 Q_c 值,按照地震发生的时间作图,在主震发生前用下面的指数形式进行拟合:

$$Q \sim (t_f - t)^{-a} \tag{7}$$

式中, t 为时间,通常从选定地震目录的第一次地震前的某一时间起算; t_f 为主震的震发时间, a 为拟合指数. 4~18 Hz 频率的拟合指数如表 1 所示.

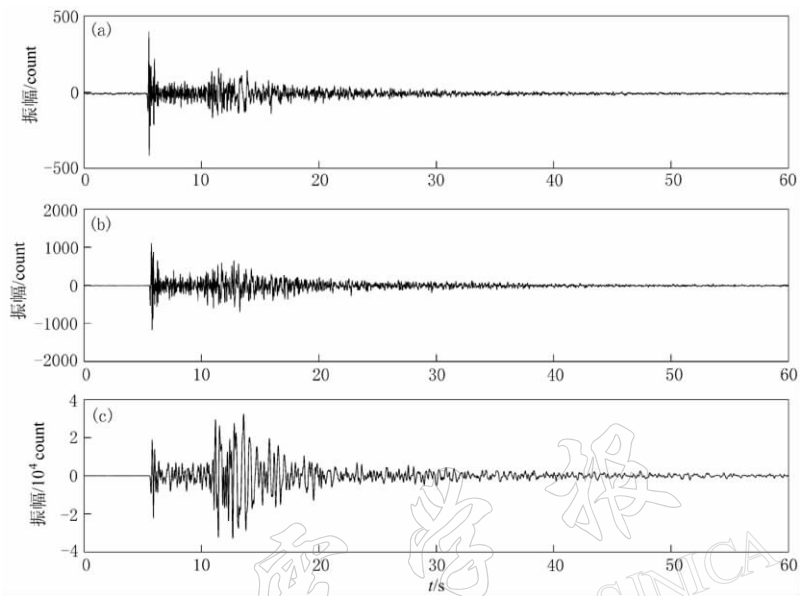


图 7 不同震源距的地震波形(图(a)、(b)、(c)均为垂直向)
(a) $M_L=2.0$, 震源距=15.2 km; (b) $M_L=2.1$, 震源距=33.9 km; (c) $M_L=3.1$, 震源距=64.3 km

表 1 4~18 Hz 频率的拟合指数

频率/Hz	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	平均
拟合指数 a	0.18	0.15	0.16	0.17	0.25	0.22	0.20	0.19	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18

图 8 为计算频带中 4 个频率点(4, 8, 12 Hz 和 16 Hz)的尾波 Q_c 值的计算结果和相应的拟合曲线.

4 讨论和结论

1)本文研究了山丹—民乐 6.1 级地震前相关长度和尾波 Q_c 值的上升变化,并尝试用幂次律 $\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}$ 的形式来拟合这种变化特征. 正如前面提到,这种模型是建立在震前应变累积释放的基础上的. 由于地震相关长度和尾波 Q_c 值的变化都与区域应力场密切相关,我们用幂次律变化形态来拟合震前震源区及附近地区这两种参数的变化,应当说有一定的物理基础,以期我们能进一步研究它们在震前变化的共同特征.

2)在幂次律 $\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}$ 关系中,指数 k 是一个重要的量,它决定了 $\xi(t)$ 随时间的变化形态和增长速率. 从前面的结果可以看出,在本次地震前,地震空间相关长度变化的指数为 0.23,而频率 4~18 Hz 的尾波 Q_c 值随时间的变化的平均指数是 0.18. 与图 2 和图 3 比较可以看出,地震空间相关长度较之尾波 Q_c 值代表了地壳中更大尺度介质的性质.

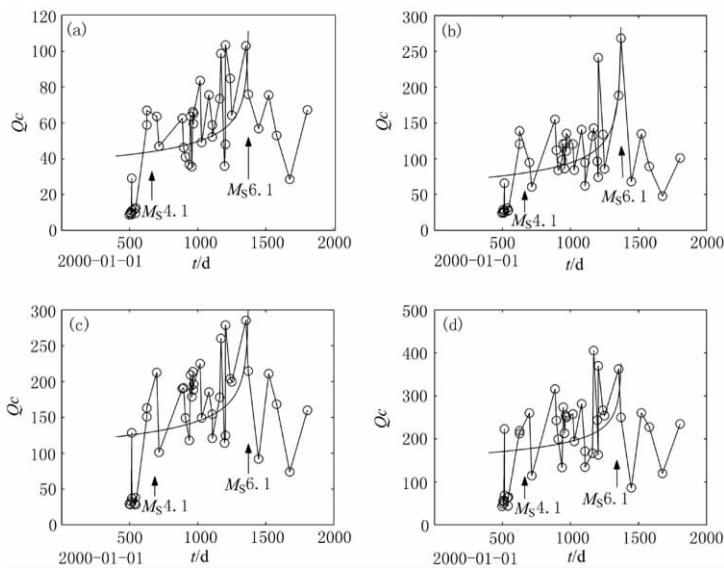


图 8 尾波 Q_e 值计算结果和相应的幂次律拟合曲线
(a) 4 Hz; (b) 8 Hz; (c) 12 Hz; (d) 16 Hz

3) 甘肃山丹—民乐 6.1 级地震前，在震源区及其附近地区的地震空间相关长度增长现象比较明显。这表明所研究的区域中 2 级以上地震的空间相关长度的增长比较稳定。其原因可能是在区域应力场作用下，2 级以上地震的空间相关长度反映了区域地壳介质较大范围的特征。

4) 从尾波 Q_e 值的计算结果(图 8)看到，尾波 Q_e 值随时间表现出振荡增长的特点。这一方面可能是由于在所计算的频率范围内(4~18 Hz)，尾波 Q_e 值所反映的是介质中尺度小得多的对地震波的散射体的特征，震源区内较小地震的发生对局部的应力场产生影响，从而影响散射体的尺度和性质。从图 6 我们可以看到，在 2001 年 9 月 1 日 4.1 级地震发生前，尾波 Q_e 值也表现出一个较大的增长，这说明尾波 Q_e 值对区域应力场更加敏感。另一方面我们知道，尾波 Q_e 值反映以震源和记录台站为两个焦点的一个椭球体内地壳介质的平均性质，且震源距越大，反映介质性质的深度越深。因此不同地震得出的尾波 Q_e 值反映的介质性质的区域不同，因而有一定的波动。不过从结果看到，随着时间的进程尾波 Q_e 值变化的总的趋势是上升的，这也正好说明尾波 Q_e 值的上升变化是震源区周围较大范围介质的总体平均性质。

5) 因此我们可以初步得出结论，甘肃山丹—民乐 6.1 级地震前，在震源区及其附近地区出现了两种地震学方面的前兆，即地震空间相关长度和地震尾波 Q_e 值增长，并且都可以用幂次律增长关系来拟合。这种现象符合 Allegre 等(1982)在分形理论的基础上，利用重整化群方法提出的地壳介质破裂的尺度定律的理论。在地震发生后这两种参数都表现出下降的特征。

6) 根据 Allegre 等(1982)提出的理论，这两种代表地壳介质中在区域应力场作用下不同尺度的物理参数在震前的变化进程提示我们可以找到一种预测中强地震发生时间的方法。前面我们是已知地震发生的时间对两种参数的变化进行了幂次律拟合。也就是说，在

拟合关系 $\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}$ 中, 发震时间 t_f 是已知的. 但是在地震监测与预测中, 发震时间正是我们要求取的参数. 我们是否可以根据一个地区对地震相关长度和尾波 Q_c 值的监测得到的时间变化进程, 来预测发震时间, 从而实现中强地震的中短期预测甚至短临预测呢? 本文根据 Allegre 等(1982)提出的理论, 对甘肃山丹—民乐 6.1 级地震前部分地震学前兆(地震空间相关长度和尾波 Q_c 值)进行的初步研究显示了达到这一目标的希望. 同时也看到, 要达到这样一个目标, 还需要进行更深入地研究. 首先要研究更多的震例, 包括震前一些地震学前兆呈现复杂变化的震例. 特别是对幂次率关系中的指数的变化特征, 要在研究更多的震例的基础上进行深入分析, 以期找到可以用于预测的指标; 其次要进一步开拓对资料的应用深度. 例如, 在计算尾波 Q_c 值时一些距离台站较远、震级较小的地震, 由于记录质量的原因不能用目前的方法得出有效的值, 因而舍弃了部分资料. 这一方面说明台站的合理分布和提高监测质量是十分重要的, 另一方面也要求我们不断完善计算尾波 Q_c 值的理论和方法, 以使更多的资料得到应用.

感谢审稿人提出的宝贵意见和建议; 浙江省地震局朱新运提供了在 MATLAB 平台上开发的尾波 Q 值的计算程序. 特此致谢.

参 考 文 献

- 郭增建, 秦保燕. 1991. 地震成因和地震预报[M]. 北京: 地震出版社, 78~79
- 蒋长胜, 吴忠良, 史勇军. 2004. 中强地震前地震活动矩释放加速现象(AMR)的普遍性问题[J]. 中国地震, **20**(2): 119~125
- 蒋长胜, 吴忠良. 2005. 2004年12月26日印尼北苏门答腊以西近海 $M_w 9.0$ 地震与地震的类临界点模型[J]. 地震学报, **27**(3): 269~275
- 聂永安, 曾健, 冯德益. 1995. 三维尾波散射问题的理论研究[J]. 地震学报, **17**(1): 83~87
- 秦嘉政, 李宁, 胡克坚. 1987. 1985年禄劝地震余震尾波 Q 值的某些研究[J]. 地震学报, **9**(3): 239~252
- 荣代璐, 李亚荣, 刘旭宙. 2004. 甘肃及邻近地区几次中强地震前地震空间相关长度增长的研究[J]. 地震学报, **26**(5): 509~515
- 王勤彩, 郑斯华, 刁桂苓, 等. 2004. 张北地震序列的尾波 Q 值研究[J]. 防震减灾工程学报, **24**(1): 37~40
- 余怀忠, 尹祥础, 夏蒙芬, 等. 2004. 地震临界点理论的实验研究[J]. 地震学报, **26**(增刊): 122~130
- 曾健, 聂永安. 1988. 单次和多次散射对地方震尾波的作用[J]. 地震学报, **11**(1): 12~13
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda wave: source, attenuation and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, **80**: 3 322~3 342
- Aki K. 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere[J]. *J Geophys Res*, **85**: 6 496~6 504
- Allegre C J, Le Mouel J L, Provost A. 1982. Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction[J]. *Nature*, **297**: 47~49
- Brehm D J, Braile L W. 1998. intermediate-term earthquake prediction using precursory events in the New Madrid seismic zone[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 564~580
- Brehm D J, Braile L W. 1999. intermediate-term earthquake prediction using the modified time-to-failure method in Southern California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 275~293
- Bruce A, Wallace D. 1989. Critical point phenomena: universal physics at large length scales[A]. In: Dawis P ed. *New Physics*[C]. New York: Cambridge Univ Press, 236~267
- Bufe C G, Varnes D J. 1993. Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francisco Bay Region[J]. *J Geophys Res*, **98**: 9 871~9 883
- Dainty A M. 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz[J]. *Geo-*

phys Res Lett, **8**: 1 126~1 128

Frohlich C, Davis D. 1990. Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues[J]. *Geophys J Int*, **100**: 19~32

Jin A, Aki K. 1986. Temporal change in coda before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975[J]. *J Geophys Res*, **91**: 665~673

Novelo-Casanova D A, Berg E, Hsu V, *et al.* 1985. Time-space variation seismic S-wave coda attenuation (Q^{-1}) and magnitude distribution (b -value) for the Petatlan earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **12**: 789~792

Peng J Y, Aki K, Lee W H K, *et al.* 1987. Temporal change in coda Q associated with 1984 Round Valley earthquake in California[J]. *J Geophys Res*, **92**: 3 507~3 536

Zoller G, Hainzl S, Kurths J. 2001. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **106**(2): 2 167~2 175

APPLICATION OF SCALING-RULE THEORY IN CRUSTAL ROCK FRACTURE TO STUDYING CHARACTERISTICS OF SEISMOLOGICAL PRECURSORS ASSOCIATED WITH $M_s=6.1$ SHANDAN-MINLE EARTHQUAKE

Rong Dailu Li Yarong Han Xiaoming

(Earthquake Institute of Lanzhou, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China)

Abstract: In the paper, we introduce Allegre's scaling-rule theory of rock fracture and the probability to develop a method for predicting earthquake occurrence time on its basis. As an example, we study the characteristics of seismological precursors (seismic spatial correlation length and coda Q_c) associated with the earthquake ($M_s=6.1$) occurred in Shandan-Minle, Gansu Province. The results show an increasing trend of seismic spatial correlation length and coda Q_c before the earthquake. And a power exponent relation is used to fit the increasing variation form of these two parameters. The study has provided a basis for creating a method and finding indexes to predict the earthquake occurrence time by using the monitored seismic spatial correlation length and coda Q_c .

Key words: earthquake; time prediction; $M_s=6.1$ Shandan-Minle earthquake; coda Q_c ; correlation length