

地震前兆信息传播、分布及其探测原理*

陆坤权^{1)†} 厚美瑛¹⁾ 王强¹⁾ 姜泽辉²⁾ 刘寄星³⁾

1)(中国科学院物理研究所软物质物理重点实验室,北京凝聚态物理国家实验室,北京 100190)

2)(哈尔滨工业大学物理系,哈尔滨 150001)

3)(中国科学院理论物理研究所,北京 100190)

(2011年7月18日收到;2011年7月18日收到修改稿)

地壳岩石层由板块、断层和其间的断层泥构成,在研究地震前兆信息传播这类准静力学问题时,应将其作为大尺度离散态颗粒物质体系处理.地震孕育过程中,在大地构造力驱动下,岩石层块克服所受摩擦力和边界断层泥阻力发生滞滑移动.当岩块间断层泥受挤压后其强度增大到一定程度时,又推动下一岩石层块滞滑移动,就这样渐次使其他岩石层块发生移动,并以力链形式分布和传递.文章给出了此模型的物理依据和实际观测例证;通过模拟实验和分析阐述了力-移动-形变在地层中分布的表达形式和传播时间序;说明了地震前兆信息的主要特征及其与地震发生之间的关联,以及探测有效地震前兆信息的方法原理.同时,论述了用颗粒物理原理与连续介质观念对地震前兆认识的本质区别,解释了连续介质观念难以理解的若干地震学问题.

关键词: 地震前兆, 颗粒物质, 滞滑移动, 力链

PACS: 91.30.Px, 91.30.Wx, 45.70.-n

1. 引言

以前的论文已经指出^[1],在研究地震前兆信息传播这类准静力学问题时,不可再将地壳岩石层看作均匀连续介质.我们运用颗粒物质物理原理,提出了地震前兆信息传播模型.所提出的模型概述如下:将由岩块、断层和其间的断层泥(fault gouge)(断层泥是指碎石和黏土等组成的断层间填充物)构成的地壳岩石层作为大尺度的二维颗粒物质体系处理.在孕育地震的大地构造力作用下,岩石层块克服摩擦力和边界阻力发生滞滑移动,挤压断层泥,受挤压的断层泥强度增大到一定程度时,又推动下一岩石层块滞滑位移,就这样渐次使其他岩石层块发生移动.依据颗粒物质中力传播规律,这种作用在岩石层块中必然以力链形式传递.该文给出了此模型提出的依据,还介绍了一种在土层沙坑中探测地震前兆的方法及其探测原理.本文将进一步说明颗粒物理原理与连续介质观念两者对地震前兆认识的本质区别及其原因.通过模拟实验和分析论述地震前兆信息传播、分布规律及其特征.说明

获得有效前兆信息的途径和原理,探讨这些前兆信息与地震发生之间的关联,解释用连续介质观念难以理解的一些地震学问题.

2. 地震前兆研究的连续介质观点和离散态介质观点

传统地震学以连续介质理论为基础^[2-4],地球物理学家们一般将地壳岩石层作为固体连续介质处理.他们在地震探测和以震波研究地球构造等方面,获得了大量有价值成果.地震波的频率一般为0.1—10 Hz,典型传播速度约为5 km/s,即地震波波长约在 10^2 — 10^5 m范围.地壳岩石层块边界的断层泥的宽度一般为m的量级,比震波波长小得多,对于震波传播不产生重要影响.因此,将岩块、断层和其间的断层泥组成的地壳近似看作均匀连续介质,用连续介质观念去处理地震波的传播和探测是完全合理的.另一方面,对于单个岩石层块,其应力和应变关系,屈服和断裂过程等,固体连续介质理论无疑也适用.

然而,由岩块、断层和其间的断层泥组成的地

* 中国科学院知识创新工程项目(批准号:KJXC2-SW-W15, KKCX1-YW-03)和国家自然科学基金(批准号:10374111)资助的课题.

† E-mail: lukq@aphy.iphy.ac.cn

壳岩石层是非均匀的体系,在研究和观测地震前兆这类准静力学行为时,不可再将岩石层作为整块固体连续介质处理.岩石层块间的断层泥由碎石和土构成,比岩石的弹性模量小得多.当层块间断层泥受到挤压时,其形变要比岩石严重得多,整个体系运动行为与连续介质明显不同.因此,在研究地震的前兆信息传播和分布规律时,地壳岩石层不可再简单地用连续介质应力-应变关系描述,而应将其作为大尺度离散态颗粒体系来处理.

颗粒物质是普遍存在的离散态物质形态,有与一般固体和流体不同的运动规律,近十多年来引起物理学家的关注^[5-8],成为凝聚态物理研究前沿之一.正是运用近年来研究颗粒物质获得的成果,使我们得以对地震前兆信息传播和分布问题有新认识.为了方便本文后面的论述,现将与所讨论问题相关的颗粒物质特性作简要介绍^[7,8].

滞滑 (stick-slip) 移动 滞滑移动是物体在外力作用下克服摩擦阻力的一种运动方式.推力不够则物体静止不动,而当推力大到可克服静摩擦阻力时,物体向前移动.遇到另一物体或阻力后又停滞,推力再加大到一定程度物体又移动.在多个物体构成的不均匀体系中,随着推力的增大,力和运动必然以滞滑移动这种复杂的方式传递.滞滑移动在地震学中并不陌生,BK (Burridge-Knopoff) 模型就是将滞滑作为解释地震产生的一种机理^[9,10].我们则说明,孕震作用力使岩石层块逐次产生滞滑移动,将力和运动传播出去,不同于连续介质力学中应力-应变的传播.滞滑移动作为地震发生机理与以滞滑移动传播前兆信息是两类不同的问题.

成拱和力链 施加的作用力因颗粒成拱而产生力链,形成不均匀的作用力网络.力通过力链传播,作用力的方向可发生改变.在力链上颗粒受力强,力链外的颗粒受力弱,甚至完全不受力.力链长度达数十个颗粒,可作为准一维体系处理.

挤压膨胀 开放颗粒体系加压时体积(指颗粒与间隙体积之和)的变化取决于颗粒密集程度,对密集颗粒体系加压时体积会发生膨胀,这是由于压力使颗粒发生运动,从而引起颗粒间隙变大所致.体积膨胀到最大时继续加压,则体积收缩.

应力-应变关系 对于大量颗粒组成的体系,可仿照连续介质,用等效弹性模量描述其软硬程度.松沙子和实沙子的等效弹性模量约分别为 10 MPa 和 100 MPa,等效弹性模量正比于 $\phi^{2/3} \tau^{1/3}$,其中 ϕ

为体积分数, τ 为施加应力^[11].由此可知,颗粒体系等效弹性模量随体积压缩和应力增加而变大.

长久以来,从事地震前兆和预报研究的人们,在进行地震前兆研究时往往将地壳岩石层作为整块固体来处理.后面将说明,用整块固体的应力和应变关系及波传播等传统观念无法理解前兆传播的物理本质,不能认识有效的前兆信息规律.将地壳岩石层作为离散态颗粒体系,才能较真实地反映地震前兆信息产生和传播的过程,可解释所观察到的一些地震学问题,应是进行地震前兆探测和研究正确观念.

3. 岩石层块滞滑移动与力的传播和分布

前面已提出,地震前兆信息是以岩石层块滞滑移动和力链形式传播.根据王兰^[12]对我国鲜水河断裂带和 Niu 等^[13]对美国 Parkfield 试验场断层间位移的观测,岩石层块每次滞滑位移距离为 μm 到 mm 量级,或准连续移动.目前 GPS 的分辨率尚不足以观测到这种尺度的位移.下面我们先以简化的一维模型,进行岩块的滞滑移动、力的分布及传播的实验和分析.

将一组金属块体放在平板上,其间以弹簧连接,如图 1 所示.用这一模拟实验来类比实际岩石层块和断层泥组成的体系,弹簧代表断层泥,其弹性模量比块体弹性模量小得多.各块体后的弹簧受压时的弹性力分别以 $k_i \Delta x_i$ 表示, k_i 为弹性系数, Δx_i 为压缩形变量.

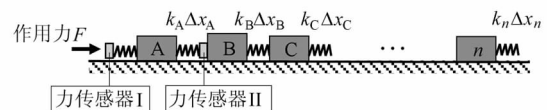


图 1 块体在平板上滞滑移动的实验布置

先观察两个块体的运动.为获得摩擦力影响的明显效果,采用的较重金属块,下平板用粗砂纸覆盖.以步进电机缓慢匀速推动弹簧,在块体 A 上施加的作用力由传感器 I 记录,并分别用两个千分表测量 A 和 B 的位移数值,所得到的结果示于图 2. A 上作用力达到可克服其所受静摩擦力 F_{A1} 时, A 开始滞滑移动,位移量呈台阶状上升, A 上所受的力 F_A 随其位移而跳跃式变化.此种跳跃变化是因为静摩

擦力和动摩擦力的数值差别引起. 当 A 的累积位移量 Δx_A 使后面的弹簧压缩力 $k_A \Delta x_A$ 达到可克服块体 B 所受的静摩擦力时, 块体 B 也开始台阶状滞滑移动, 如图 2 中所示. A 上作用力变化以及 A 和 B 的位移遵从一般滞滑移动特征.

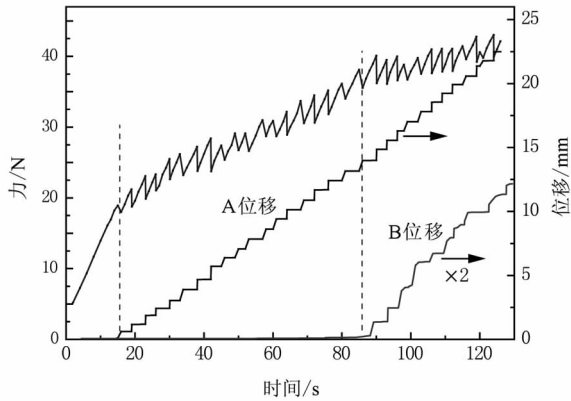


图 2 两个块体滞滑移动的实验: A 上的作用力, 以及 A 和 B 块体位移值

用传感器 I 和 II 分别测量 A 和 B 上所受的力, 结果如图 3(a) 所示. A 开始移动后, 所受的力为 $F_A = F_{Af} + k_A \Delta x_A$. 一旦 A 开始移动, A 压缩弹簧的力施加在 B 上, B 尚未移动时受的作用力为 $F_B = k_A \Delta x_A$, 呈现台阶型单调上升, 如图 3(b) 所示. 若 $k_A \Delta x_A = F_{Bf}$ 时, B 开始滞滑移动. 当块体 B 开始移动后, 由于 A 和 B 均可发生滞滑移动, $F_B = F_{Bf} + k_B \Delta x_B - k_A \delta x_A$, 式中 $-k_A \delta x_A$ 为 B 移动时前面弹簧松弛的影响, 各次滞滑移动对应的 δx_A 增量值可与 Δx_B 增量相同或不同, 即 $k_B \Delta x_B - k_A \delta x_A$ 增量可以为正、负或零. 因此, 尽管 B 所受的力随滞滑移动的影响总趋势是上升, 但表现出复杂变化, 如图 3(c) 所示, 与 B 不动时力呈台阶型单调上升有明显不同. 在此体系中, 同一时刻总是 $F_A > F_B$.

再来看如图 1 布置的 n 个多块体组成的体系, 所有其他块体上受力的情况类似上述 B 所受作用力的变化规律. 第 i 个块体固定不动时受力为 $F_i = k_{i-1} \Delta x_{i-1}$, 作用力随滞滑移动呈现台阶型单调上升, 如图 3(b) 所示. 而当 $k_{i-1} \Delta x_{i-1} \leq F_{if}$ 时, 第 i 个块体发生移动, 作用力为 $F_i = F_{if} + k_i \Delta x_i - k_{i-1} \delta x_{i-1}$, 呈现复杂的上升变化, 如图 3(c) 所示. 利用这种作用力变化的特征可以判定块体本身是否移动.

在块体和弹簧组成体系的实验和分析基础上, 我们来讨论实际地壳岩石层中的情况. 岩石层块的滞滑移动和力传播必然遵从类似的规律. 将岩石层

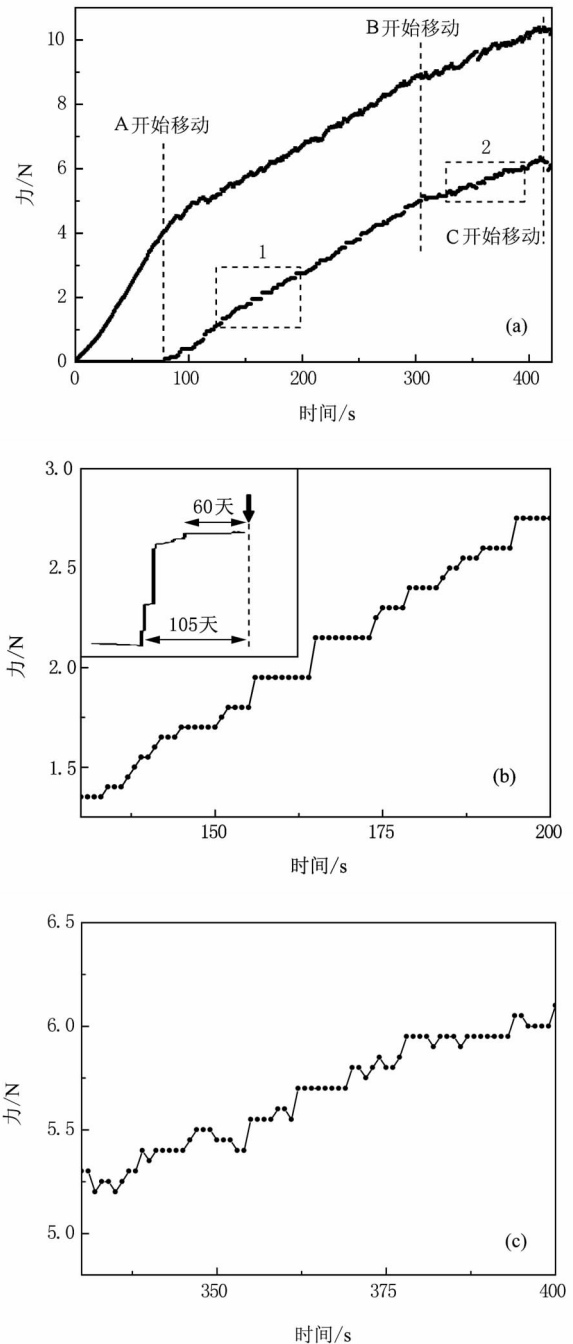


图 3 (a) A 和 B 块体上的作用力; (b) 为图 (a) 中虚线框 1 的放大图, 其中插图为岩石中探测到 1987 年 1 月 24 日新疆乌什 6.4 级地震的前兆应变^[14]; (c) 为图 (a) 中虚线框 2 的放大图

块受到地幔、边界断层泥、土层的等效摩擦力和岩块间断层泥等效阻力分别用 F_f 和 $F_r \propto \phi^{2/3} \tau^{1/3}$ 表示. 任何第 i 个岩石块体, 只有在第 $i-1$ 岩石块体开始发生移动后才受力, 移动引起的阻力变化增量为 $\Delta F_{r(i-1)}$. 第 i 个岩石块体上的作用力, 在它未发生移动时为 $F_i \approx \Delta F_{r(i-1)}$, 移动时 $F_i \approx F_{if} + \Delta F_{ri} - \delta F_{r(i-1)}$, 其特征分别如图 3(b) 和 (c) 所示, 其中

$-\delta F_{r(i-1)}$ 为此岩块移动时前面断层泥松弛的影响. 所有 F_i 均呈现随岩块移动和断层泥被压缩而增大的趋势. 而且, 总是有 $F_{i-1} > F_i$. 因此, 当各岩块分别相继滞滑移动时, 各岩块上的力必然逐次减小. 图 4 (a) 示意沿着岩石块体组成的力链上某一瞬态力的分布, 这里假定同一岩块上的所受力分布均匀. 其中第 n 个岩块不移动, 所受前方推力 $F_n \approx \Delta F_{r(n-1)}$, 随其前面的断层泥被压缩而呈现单调台阶式上升趋势, 第 n 个岩块后区域不受力.

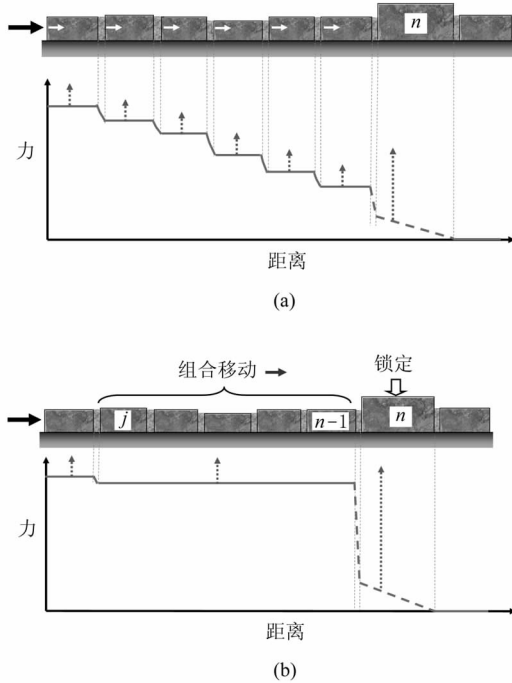


图 4 (a) 各岩块分别滞滑移动时, 某一瞬态各岩石层块上力的分布; (b) $n-1$ 个组合岩块整体同步滞滑移动时作用力分布. 图中虚线箭头示意作用力增大趋势

若第 n 个岩块锁定不动, 前面从 j 到 $n-1$ 岩块间的断层泥被逐渐压缩, 它们的弹性模量增大到与岩石弹性模量相当时, j 到 $n-1$ 个岩块将组合成整体作同步滞滑移动. 这些岩块上的作用力都很大, 为 $F \approx \sum_{i=j}^{n-1} F_{fi} + \Delta F_{r(n-1)} - \delta F_{r(j-1)}$. 若近似认为各块体上的力分布均匀, 用图 4 (b) 示意. 其中 $\Delta F_{r(n-1)}$ 为这些岩块整体滞滑移动时作用力的增量, 即第 $n-1$ 个岩块后断层泥阻力的作用, $\delta F_{r(j-1)}$ 为整体滞滑移动时 j 岩块前断层泥松弛的影响. F 也应呈现出如图 3 (c) 所示复杂阶跃变化的特点. 第 n 个岩块上所受推力为 $F_n \approx \Delta F_{r(n-1)}$, 随其前面的断层泥被压缩而不断增大, 表现出图 3 (b) 所示单调台阶式上升趋势. n 岩块之后的岩块上则不受力.

从上面分析可知, 在各岩块分别相继滞滑移动情况, 前面的岩块受的作用力大, 其后岩块受力依次减小. 而当某个岩块锁定不动时, 此锁定岩块前面所有岩块受的力都很大, 并随滞滑移动的逐步积累, 所受作用力不断增大. 而锁定岩块上作用力随其前断层泥被压缩而增大. 在上述岩块受力分布的分析中, 没有考虑岩块静止和移动时受力的差别, 因为静摩擦和动摩擦的差别比岩块总受力小得多.

现在以图 4 (a) 分析各岩块开始受力和移动的时间. 若各岩块均顺序移动, 从第 1 岩块开始移动起逐次传播, 则第 n 个岩块开始受力的时间为 $t_n(F) \approx \sum_{i=1}^{n-1} \Delta t_i - \Delta t_{n-1} + t_{ad}$, 开始移动的时间为 $t_n(S) \approx \sum_{i=1}^{n-1} \Delta t_i + t_{ad}$, 其中 Δt_i 为第 i 个岩块位移延续时间, t_{ad} 为附加时间. 在实际过程中, 由于岩块大小不同, 所受到摩擦力和阻力均有差别, 并非所有岩块均可顺序移动. 在某个岩块移动暂停时, 前面一些岩块间的断层泥还可能进一步被压缩, 岩块发生相对移动, 直至影响到第 n 个岩块. 此情况下作用力和移动传播时间延迟行为复杂, 我们暂不考虑这类附加时间的具体情况, 只用 t_{ad} 表示可能的附加时间. 第一岩块开始受力并移动后, 信息传播到不同距离岩块的时间不同, 到较远距离岩块所用的时间较长, 同一岩石层块本身各处的移动基本同时发生.

在分析前面一维岩石链受力、移动和传递过程的基础上, 我们再来看二维地壳岩石层上力的分布和传播. 图 5 示意岩石块和断层的一种组态类型, 白色线条代表岩块间的断层泥. 当第 1 个岩块受力后, 其形状和周围布局决定了作用力将形成所示的两个分支力链传递. 力链上的作用力大, 靠近力链边界的岩块也会受作用, 而其他不在力链及其附近的岩石块则受力很小或不受力, 图中箭头示意力的大小和方向. 若右上角标记为 n 的是大面积岩块, 其所受摩擦力和阻力必然很大, 或者它后面岩块的阻力大, n 岩块可能锁定不动. 这时右岩石链上受力将会比左方的岩石链大得多, 而且随时间不断增大. 岩石链上力的分布如前所述. 这种情况下, 断裂或错动很可能发生在此岩石链的薄弱部分.

在实际观测中, 判定岩石层块是相继移动、组合移动和锁定不动, 可通过断层边界位移测量, 或通过观测如图 3 (b) 和 (c) 所示岩石中应变阶跃变化的特征来实现. 也可在土层沙坑内探测前兆应变的测量中, 由观测应变值是否持续上升或下降来进

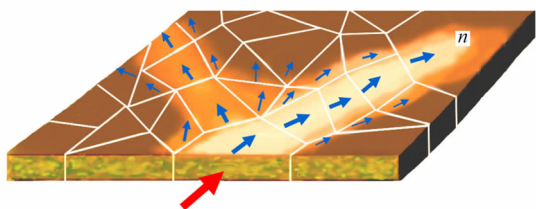


图5 二维地壳岩石层一种组态力的分布示意

行判断.

4. 讨 论

4.1. 颗粒介质与连续介质观念对地震前兆认识的本质区别

基于连续介质理论的传统地震学的主要基础是应力-应变关系和声波传播理论^[2]. 可用于岩石本身的受压断裂过程研究, 可用于计算固体潮变化. 也完全可用于地震波传播探测和研究, 因为断层泥不对震波传播产生重要影响, 这在前面已经说明.

我们认为, 岩石和断层泥是两类不同状态物质, 因此地壳岩石层属于非连续结构的复杂集合态物质体系, 在讨论地震前兆信息传播这类准静力学运动问题时, 必须近似以颗粒物质体系来处理, 不能用连续介质观念. 这里对两种观念关于地震前兆和地震预测问题认识的不同作进一步论述.

首先是对什么是前兆信息的认知不同.

基于固体连续介质观念, 必然认为“任何前兆只有当应力接近屈服应力时才会出现”, 而实际上观测到的“清楚的、确定的、有物理机理的前兆很少”^[2]. 在岩石中探测应变是最常用、最典型的方法. 在大尺度二维岩石层中, 震源处可认为是点力源, 应力近似随 r^{-1} 变化, r 为力传播距离. 而岩石的弹性模量大, 较远处的应变很小. 为此, 人们努力将应变探测器的灵敏度提高到极致, 并将探测器置于深井或坚固的基岩上, 以期排除干扰和探测到微小的应变前兆. 然而, 至今未能获得有规律的岩石应变前兆信息. 数十年来人们用各种方法进行地震前兆探测和研究, 花费了大量时间和精力, 但“没有观测到任何大地震前有清楚的、可识别的前兆”^[2]. 用连续介质理论无法解释这是为什么, 也无法理解所出现的前兆现象, 存在各种争议^[2-4].

依据颗粒物理原理提出的前兆信息传播模型

可归结为: 岩石滞滑移动, 以力链形式分布和传播. 前兆信息在地层中以力、移动和形变(主要是断层泥形变)的方式变化和传递, 传播速度和分布规律不遵从固体连续介质的应力-应变关系. 这种新类型的传播方式与传统连续介质的规律有本质区别, 对于岩石层块这类较少数量颗粒组成的体系, 无法在理论上实现两者之间的过渡.

由颗粒物质原理对前兆的分析可知, 地震孕育到地震发生的全部运动过程包括: 对岩块的初始驱动作用、岩块的滞滑移动、岩块力链分布和传递、岩块锁定及组合、岩块中应力阶跃式变化、岩块的断裂或错动(即地震发生). 已有的大量探测事实说明, 这些过程大部分可以直接或间接地探测到, 形成有效前兆信息, 例如断层边界“蠕变”测量得到的跳变式相对位移^[12,13], 即可观测岩块的滞滑移动; 前兆信息分布的不均匀性, 前兆迹象各地差别很大; 一些大地震的前兆信息可传播很远距离, 在数千公里处可用不同方法探测到^[1,15]; 地下水位上升或下降^[4,15]; 尽管在岩石中难以探测到与屈服相应的应力-应变变化, 却可探测到台阶式应变前兆^[14]和其他复杂“阶跃”^[16]; 土层沙坑中探测岩石块移动和断层泥压缩引起的土层形变^[1]等.

用连续介质理论无法说明观测到的前兆信息与地震孕育到发生过程的物理关联, 不能判断这些前兆信息是否有效.

其次, 两种观念对地震可预测性的认识不同.

如何理解地震的自组织临界性是关于地震预测争论最多的问题之一. 无论是统计规律还是单个事件发生, 一般认为地震应属于自组织临界现象. 从自组织临界性规律可知, 不可能作出准确的中长期地震预测, 但得不出单个事件不可作预测的结论^[17]. 事件达到临界状态和发生突变, 通常均可找到其内在物理机理和演化过程, 关键是能否对单个事件(在一定区域或一定时间范围内)发生的物理机制有清楚认识, 并进行合适和足够的监测. 如, 交通堵塞问题是自组织临界性的一个典型例子. 若车流密度高到某一程度, 道路上一定会发生堵塞, 人们不可预测整个道路上何时、何处堵塞, 但可通过对某一路段的严密监测来判断此处是否会发生堵塞, 因为堵塞原因已知, 监测方法成熟. 在地震预测问题上, 若用连续介质观点来认识地壳岩石层, 将其看作“石板一块”, 尽管人们已可认识地震发生机理是岩石层断裂或错动, 也不可能在整个地壳岩石

层内部各处足够小的尺度设立足够多的探测点,必将难以确定在何处、何时会发生断裂或错动,必定会得出地震不可预测的结论.然而,根据颗粒介质观点和我们前面的分析,前兆信息的物理机制清楚,传播的路径和时间顺序基本可测,因此,在某个或几个岩块及其断层的尺度范围是否会发生地震应是可探测的.

4.2. 地震前兆信息传播特征及其与地震发生的关联

依据颗粒物质中力传播规律,作用力必然以力链形式和滞滑移动向外传递,力和移动方向可以发生改变,分布不均匀.在力链上的岩块受作用力大,力链附近岩块受力较小,其他区域则基本不受力.图5示意了这种传播和分布.可以确定的是,地震一定发生在岩块力链或力链边界的薄弱处.

当力链上的岩块可分别发生滞滑移动时,岩块本身受力一般不大,这是由于岩块所受摩擦力较小^[1].然而,随着发生滞滑移动岩块的增多,力链不断向后伸长,前面的岩块上受力逐步增大,力链上各岩块上力的分布如图4(a)所示,从前向后逐次减小.此时可以观测到岩块中阶跃型应变^[16],通常的应变量为 10^{-8} — 10^{-7} .阶跃的大小与观测点所处位置、层块移动情况及局部环境有关.岩块本身及后面岩块均发生滞滑移动时,此岩块所观测到的阶跃会表现出复杂形式,类似图3(c)所示.在这种情况下,前面岩块上受力大,在那里有发生地震的可能.

若岩块已经锁定,它前面岩块上会积累很大作用力,锁定岩块中可出现单调上升的阶跃式应变,这时将很可能发生地震.蒋靖祥等^[14]对新疆乌什6.4级地震前兆应变的观测是一个典型的例子,如图3(b)中插图所示.岩石应变探测点距震中24 km,他们观测到从地震前105天开始发生台阶型应变跳变,累积应变变量达到 10^{-4} ,到震前约60天内基本不再增大,1987年1月24日乌什6.4级地震便发生了.若该观测事例能给出相邻岩块区域的探测数据,则不仅可确定此岩块本身不发生滞滑移动,还可判断其他岩块的移动和受力分布,获得更完整的前兆信息.

从上面关于各岩块受力和动作的时间分析可知,前面岩块开始受力并移动后,信息传播到不同距离探测点的时间不同.由于各岩块每次滞滑位移

值多数为 10^{-6} — 10^{-3} m范围,每次滞滑位移又有不等的时间间隔.通过岩块滞滑位移、断层泥压缩,一步一步不均匀地逐次向后传递,而且还有其他复杂附加延迟.因此,地震前兆信息积累和传播到达探测点的时间可以为数天、数月,甚至经年.一般来说,到较远距离所用的时间较长.

用多种地震前兆观测方法相配合,在不同探测点采集到的前兆信息的组合可记录到岩块受力—移动—断层泥形变,以及力链形成和变迁的分布和时间全过程,即可获得地震孕育到发生的比较完整的信息.这些观测对预测地震发生的区域和时间有重要价值.

4.3. 有效前兆信息的探测原理和方法

岩块的滞滑移动、力链分布、岩块锁定及组合、岩块中力的积累等是有效前兆信息,可通过直接或间接观测获取.断层边界相对位移(“蠕变”)^[12,13]测量、土层沙坑中应变测量^[1]及地下水位观测均可给出岩块的滞滑移动和锁定、力链分布的信息.同时给出信息传播时间次序,这些方法可覆盖很大范围,一些大地震的前兆信息可传播数千公里.岩石中应力-应变阶跃观测可识别岩块是移动还是锁定.若观测到单调上升的阶跃,当应力增大到足够高时,则可判断附近岩块将可能发生断裂或错动.若观测到非单调上升的阶跃,则表示岩块仍然滞滑移动.用瑞利波^[18]和地电^[3]等探测方法也可以获得有用的前兆信息的分布和变化,这些信息取决于地层被压缩的程度.非力链区域则观测不到前兆信息,这些区域不会发生地震.

以上所有这些探测方法均须以尽量短的时间间隔采集数据,在可能的条件下以分钟或小时值记录为好,至少不应该将数据作以周以上的平均取值.若有足够多的探测点,就可以获得前兆到达各处的即时信号,包括方位、区域、时间、变化大小等较完整的信息,并可区分不同前兆的来源.从而对地震发生的可能性进行判断.这里提出的足够多探测点,是指在对我国活动断层状况逐步深入了解的基础上,在各重要岩石层块和断层的一定范围内至少设置一组合探测仪器,并构成网络.

还需说明两点,首先,根据我们上面的分析和所能获得的探测结果,判断发生地震的地点和大致时间,以及那些区域不发生地震是可能的,而判定震级大小和准确时间则较困难.是否可根据前兆影

响区域大小、地质环境、各种临震资料和经验规律的综合分析获得确定的认识, 还需深入研究. 另一方面, 有些地震前兆信息出现后, 依然可能不发生地震. 至少有两种因素会导致这种可能性. 一是地幔驱动力在某些情况下减弱或消失, 如局域地幔发生流动—堵塞转变; 二是岩石层块力链的松弛, 非均匀颗粒力链的弛豫或其他干扰可使力链减弱或消失, 使已积累的能量逐步释放掉.

4.4. 地幔运动的影响

地震发生与地幔运动密切相关. 上地幔大部分是固态物质, 少部分为熔融态岩浆, 运动非常缓慢, 属于准静力学行为, 也不能用连续介质流动观念去描述, 应该以离散态颗粒物理原理处理.

地幔运动为密集态颗粒流, 流动行为复杂, 其固态块体大小各异, 路径上的阻力不同, 流动速度和密度分布不均匀, 会出现堵塞态和流动态等变化^[19,20]. 因此, 地幔运动对地壳岩石层各处的作用一定不均匀. 局域地幔不均匀驱动或流动态突然变化是可能引发地震的因素之一. 由于地幔密度高于岩石密度, 地壳岩石层受地幔运动推动, 其运动形态类似缓慢流动水面上密集浮冰的运动. 岩石层与地幔之间的摩擦力一般不会很大. 当然, 地幔运动要比水流复杂得多.

地幔驱动等大地构造力使地壳一直处于不均匀的缓慢运动之中, 各处存在不同岩块力链分布背景, 要在此基础上区分和探测有效地震前兆, 必须依据多种方法持续的探测结果, 进行综合分析和判断.

关于地幔运动与地震发生的关系, 我们将在另文中详细讨论.

4.5. 关于若干地震学现象的理解

一些地震学的专著^[2-4], 以及已发表的有关地震的大量论文中, 均提出了不少难以解释的地震前兆现象和观测事实. 若用颗粒物质运动规律和我们前面提出的观念, 这些问题则易于理解. 前文中已有一些讨论, 下面就若干主要问题作简要阐述.

断层边界的相对位移和跳变 断层边界距离相对变化, 通常称为“蠕变”, 若以较短时间间隔测量, 可观测到断层两边探测点距离随时间跳变式增大或减小^[12,13]. 这种跳变式变化正是层块滞滑移动和断层泥受相应压缩的表现. 可惜大部分的已有观

测中, 测量的时间间隔大, 并进行了长时间平均, 将跳变式位移信息抹平了.

断层边界的跳变式位移测量对地震前兆探测很重要, 应十分关注. “蠕变”这一概念来源于连续介质, 是作用力达到屈服强度后的行为, 显然不能反映所测量到的真实情况, 应将“蠕变”改述为“滞滑”.

岩石中的应变“阶跃” 难以在岩石中探测到与屈服相应的前兆应力或应变连续变化, 却可观测到“阶跃”^[15,16]. 这是岩块本身作滞滑移动使内部发生的应力突变. 根据层块应变“阶跃”的不同特征, 可以判别层块处于“移动”状态或“锁定”状态, 以及力链中此岩块附近岩块的活动状况.

前兆信息传播很远, 分布不均匀 从土层沙坑及地下水水位等的观测可知, 一些大地震前兆信息可传播数千公里^[1,14]. 这是力链传播的必然结果, 在颗粒模型中, 数千公里仅是约一二十个岩石层块(即一二十个颗粒)的尺度而已. 而力链外的区域不会有明显的前兆信息, 因此, 前兆信息分布一定不均匀. 反之, 通过观测前兆信息的不均匀分布和时间差别, 也可获得层块力链的分布以及运动传播时间次序.

地震前兆与岩石破坏机理不一致 人们常以岩石加压实验及其破坏过程为基础, 推广到地壳的形变和破裂, 作为地震孕育和发生的基本物理模式^[3,4], 人们对此提出了多种假说或模型^[4]. 不少人试图寻找与岩石破坏变化相应的地震前兆信息, 观测结果却不能如愿. 一些观测到的前兆并非真实的岩石“应力和应变”的传播. 根据颗粒物理原理, 前兆信息以力、移动和形变方式传递, 无论是其幅值和速度均不对应固体应力-应变关系. 同时, 力、岩石层、环境都不均匀, 传播路径和弛豫行为也不一致, 同一事件会在不同时空区域产生不同的效果. 因此, 远场地震前兆信息与岩石破坏机制必然不一致, 同一地震的前兆在各处探测的结果常有明显的区别. 只在极靠近震源的岩石层块上, 才有可能观测到岩石破坏的某些过程.

大尺度地层运动 有一些观测表明, 可发生大尺度层块同步运动^[21], 记录到相距数百上千公里的边界几乎同时移动, 力或波不可能达到如此快的传播速度. 显然, 这是一个大层块或组合层块的整体滞滑位移所致. 边界端点运动出现的时间差, 是由于此大尺度层块内不均匀的压缩形变而引起.

地下水位的升降和跳变 地震前兆之一是地下水位发生异常动态上升、下降变化,表现为跳变或缓变^[4].这些不同的现象是如何产生的,一直未能给出合理的解释.用颗粒物质挤压膨胀特性和上面所提出的前兆信息传播模型可容易说明其原因.若原来探测点局域地层处于松散状态,岩石层块的滞滑移动挤压作用会使区域总体积收缩,地下水位则上升.而若地层处于密集状态,则施加作用会使其体积膨胀,致使地下水位下降.不同地区和不同时段探测的结果不会相同.地下水位跳变或缓变应与探测点附近岩石层块的滞滑移动量相对应,较大的滞滑位移必定使地下水位发生较大跳变.若滞滑位移步距很小,则地下水位表现为缓变.

震前平静 临震前常存在似乎看不到前兆信息变化的“平静”现象,其实这只是孕育地震过程及其前兆信息的表现之一.由图4(b)可知,若数个岩块逐渐组合并锁定不动,表明岩块间的断层泥的弹性模量增大到与岩石弹性模量相当,这时观测不到这些岩块间的相对移动,即在附近没有明显的前兆信息.整个组合岩块受到的力还在不断增大,在初期可观测到台阶式跳变,在高应力状态保持一段时间后发生地震.

图3(b)插图表示的新疆乌什6.4级地震前兆应变即是典型例子^[15].从地震前105天开始,岩块本身不移动,即此处观测不到与滞滑移动有关的前兆信息,可认为是平静阶段.而在此岩块内部应力仍在增大.到地震前约60天时,内部应力基本不再进一步明显增大,在此岩块内部似乎是“平静”了.其实,这时岩块已处于临界状态,随时可发生断裂或错动.这里,105天和60天是两类不同的平静期.

在土层沙坑中探测地震前兆信息事例中,多数事例观测到震前应变测量值有较大下降,这应是因岩块组合并锁定不动而引起.当探测点处岩石位移停止时,沙坑中探测器不再受到土层持续形变的作

用,探测器外筒的弹性恢复力和周围沙子随时间的松弛,使探测器逐渐还原到初始状态,致使观测应变变量降低.沙子的弛豫行为是复杂的问题,还待深入研究.

5. 结 论

我们在研究的地震前兆信息传播这类准静力学问题时,将由岩石层块组成的地壳岩石层作为离散态颗粒物质体系处理,提出了地震前兆信息分布和传播新模型.在地震孕育过程中,岩石层块发生滞滑移动,以力链形式分布和传递.这一模型不仅是基于客观事实和物理原理的合理推断,也有多种实际观测证据.通过模拟实验和分析给出了前兆信息的力—移动—形变在地层中分布的表达形式和传播时间次序.论述了与连续介质观念对地震前兆信息认识的本质区别,合理解释了连续介质观点难以理解的若干地震学问题.讨论了如何有效进行前兆信息探测的原理,对这些前兆信息与地震发生可能性的关系进行了探讨.

实现地震预测的关键是获得有效前兆信息并认识其物理机理和规律,对于地震前兆信息的传播、分布的深入认识,以及用合适和足够的方法探测到有效地震前兆信息,对地震预测十分必要.然而,地震是极其复杂的行为,涉及对地球物理、地震机制、地质条件的深入认识,还应将探测网络中获得的各种有效前兆信息综合分析,从大量探测到的前兆信息和地震发生的关联中总结规律,才有可能对地震预测三要素作出正确判断,这些还有大量研究工作要做.

感谢沈容、翟永亮等在实验方面的帮助和中国地震局车时给予的支持.

- [1] Lu K Q, Hou M Y, Wang Q, Peng Z, Sun W, Sun X M, Wang Y Y, tong X H, Jiang Z H, Liu J X 2011 *Chin. Sci. Bull* **56** 393 (in Chinese) [陆坤权、厚美瑛、王强、彭政、孙威、孙晓明、王玉莹、佟晓辉、姜泽辉、刘寄星 2011 科学通报 **56** 383]
- [2] Shearer P M 1999 *Introduction to seismology* (New York: Cambridge University Press) [陈章立译 2008 地震学引论 (北京:地震出版社)]

- [3] Chen Z L 2004 *Introduction to the base of seismological methodology for earthquake prediction* (Beijing: Seismological Press) (in Chinese) [陈章立 2004 浅论地震预报地震学方法基础 (北京:地震出版社)]
- [4] Zhang G M, Fu Z X, Gui X T 2001 *Introduction to Earthquake Prediction* (Beijing: Science Press) (in Chinese) [张国民、傅征祥、桂燮泰 2001 地震预报引论 (北京:科学出版社)]
- [5] de Gennes P G 1999 *Rev. Mod. Phys.* **71** S374

- [6] Kadanoff LP 1999 *Rev. Mod. Phys.* **71** S435
- [7] Lu K Q, Liu J X 2004 *Wuli*, **33** 629; **10** 713 (in Chinese) [陆坤权、刘寄星 2004 物理 **33** 629; **10**:713]
- [8] Duran J 1999 *Sands, Powders, and Grains, an Introduction to the Physics of Granular Materials* (New York: Springer)
- [9] Brace W F, Byerlee J D 1966 *Science* **153** 990
- [10] Burridge R, Knopoff L 1967 *Bull. Seismol. Soc. Am.* **57** 341
- [11] Agnolin I, Roux J N 2007 *Phys. Rev. E* **76** 061304
- [12] Wang L 2004 *Earthquake Research in Sichven* **110** 42 (in Chinese) [王 兰 2004 四川地震 **110** 42]
- [13] Niu F L, Silver P G, Daley T M 2008 *Nature* **454** 204
- [14] Jiang J X, Yin G H, Wang Z H, Wang X G, Tang X Y 2004 *Chin. J. Rock Mechan. and Engin.* **23** 4072 (in Chinese) [蒋靖祥、尹光华、王在华、王新刚、唐小勇 2004 岩石力学与工程学报 **23** 4072]
- [15] The Monitoring and Prediction Department of China Seismological Bureau 2005 *The Indonesian Earthquake and its Impact on the Chinese Mainland Area* (Beijing: Seismological Press) (in Chinese) [中国地震局监测预报司编 2005 2004 年印尼 8.7 级大地震及其对中国大陆地区的影响 (北京:地震出版社)]
- [16] Peng H, Ma X M, Jiang J J 2008 *J. Geomechan.* **14** 97 (in Chinese) [彭 华、马秀敏、姜景捷 2008 地质力学学报 **14** 97]
- [17] Per B 1996 *How nature works* (New York: Copernicus Press) [李 炜、蔡 勛译 2001 大自然如何工作 (武汉:华中师范大学出版社)]
- [18] Li J, Jin X 2009 *Acta Seismologica Sin.* **31** 629 (in Chinese) [李 军、金 星 2009 地震学报 **31** 629]
- [19] To K, Lai P, Pak H 2001 *Phys. Rev. Lett.* **86** 71
- [20] Hou M, Chen W, Zhang T, Lu K, Chan C K 2003 *Phys. Rev. Lett.* **91** 204301
- [21] Xu S Y 2006 *Chin. Academy of Engin.* **8** 14 (in Chinese) [许绍燮 2006 中国工程科学 **8** 14]

Propagation, distribution and detection principle of seismic precursory signals^{*}

Lu Kun-Quan^{1)†} Hou Mei-Ying¹⁾ Wang Qiang¹⁾ Jiang Ze-Hui²⁾ Liu Ji-Xing³⁾

1) (*Beijing National Laboratory for Condensed Matter Physics, Key Laboratory of Soft Matter Physics, Institute of Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China*)

2) (*Department of Applied Physics, Harbin Institute of Technology, Harbin 150001, China*)

3) (*Institute of Theoretical Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China*)

(Received 18 July 2011; revised manuscript received 18 July 2011)

Abstract

The earth crust consists of tectonic plates, faults and the fault gouges at their boundaries. In the case of studying such an issue as quasi-static mechanics on the seismic precursory spreading, the crustal lithosphere must be treated as a granular system consisting of large-scale discrete grains. In the process of seismogeny, the rock blocks driven by tectonic forces induce a stick-slip motion by overcoming the friction and the boundary resistance. When the fault gouges between blocks are squeezed and their strength increases to a certain degree, the next block will be pushed to generate a stick-slip motion and the successive rock blocks move gradually in the same way. As in any granular system, the distribution and transfer of force and the movement of the rock blocks must be in the chain-like form. This model is not only reasonably deduced from the physical bases, but also supported by many actual observations. In this work the distribution of force-motion-deformation and the spreading time sequence are given with the simulated experiments and analysis. The main feature of the generated precursory information is described. The essential difference between the understanding of seismic precursor led by viewing the crustal lithosphere as granular system and that as continuum medium is presented. How to acquire effective seismic precursory information as well as how to associate it with the occurrence of earthquake is discussed. Some of the seismology problems are explained reasonably, which can be hardly understood from the continuum medium view point.

Keywords: earthquake precursor, granular matter, stick-slip, force chain

PACS: 91.30. Px, 91.30. Wx, 45.70. - n

^{*} Project supported by the Knowledge Innovation Project of the Chinese Academy of Sciences, China (Grant Nos. KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03), and the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 10374111).

[†] E-mail: lukq@aphy.iphy.ac.cn