

大震前予位移的讨论

郭增建 秦保燕

(国家地震局兰州地震研究所)

对于地震预报来说,前震和予滑是大多数前兆的物理基础。由于许多大震前其前震并不很发育,所以不易被觉察。正是这类地震常造成巨大伤亡。为了预报此类大震,予位移(称予滑或震前蠕滑)的研究就很重要了。本文拟对予位移的研究作一些回顾,并进一步讨论予滑所引起的应力场以及发射长周期波的问题。

一、大震前予位移的事实

予位移就是耦合着的两个块体在相对滑动之前予先发生的位移或蠕滑。虽然这个现象早在1926年就被苏联学者维尔霍夫斯基和英国学者朗克在非岩石的实验中发现^[1],但是在实际地震中讨论予位移现象却是近十年来的事。1971年日本学者安腾雅孝^[2]发现日本的1923年关东大震、1946年南海道大震和1964年新泻大震以及美国的1964年阿拉斯加大震时由地震波求得的断层错距比由大地测量所求得的断层错距小2—3倍。他的解释是:大地测量的时间间隔长,断层的错距应当包括震前、震时和震后断层面上的错距之和。1971年我们在讨论1556年陕西关中特大地震前7~8小时震中区(华县和华阴县)出现的缓慢长周期地面运动时指出^[3],“这种地面运动可能是大震前最大剪切面上某一部分(面积不能太小)开始软化,从而断层盘体出现一种缓慢运动所引起。待整个最大剪切面上软化后,大断层就错动了,于是发生了大震”。上述大震前断层盘体的缓慢运动就是予位移。1972年美国学者肖尔茨^[4]分析了1923年日本关东大地震前几分钟出现的快速地面运动和1966年美国派克菲尔德地震前11天在震中区地面上出现的新鲜裂缝的事实后指出,这种快速变化可能是震前蠕滑所引起。1974年金森博雄^[5]分析了1960年智利大震前在北美帕沙迪纳台上的形变仪记到的长周期波动(在主震前15分钟记到,波动周期为5分钟~10分钟)。他认为这是智利大震震源下部的断层予滑造成的。与此同时造成了智利大地震震源底部的应力集中并促进了该大地震发生。另外1976年唐山发生地震前4天,某些同志发现,震中区唐山市第十中学的专用观测井的井壁突然坍塌,震时有大断层从其旁20米处通过^[6]。这一事实可能说明井的变形是由震前断层予滑所引起。1920年海原大震前震中区崖上无故落土也可能与予滑引起的形变降有关。

以上大多是大震前震源断层面上所发生的予位移事实。但是近几年来我国发生的一些强烈地震前,其前兆的时空特点往往是先由外围出现,然后向震中区收缩,因此推测外围的前兆可能由震源断层两端以外的调整单元滑动所引起(调整单元按定义是易于滑动的地段)。这样,大震前的予位移按其发生部位可分为两类,一类是震源断层在震前的予滑,另一类

是震源外围的予滑。在本文中仅讨论前一类予滑。

二、震源区予滑的物理实质

关于我们在 1971 年对予滑可能是震源断层面上介质变软所致的推断〔3〕可用后来的下列实验来证实。

1. 拜尔里和萨莫尔斯的实验〔7〕

1975 年美国学者拜尔里和萨莫尔斯对花岗岩作了实验,他指出:完整的岩石受力后在产生破裂错动前无予滑;但当断层形成后,断层面上有破碎细粒(相当于自然界的断层泥),如果此时断层盘再受力,则起初断层泥和断层盘一起进行整体的弹性变形,但当断层快错动前,则断层泥就显示出流变性质,即其受力后的应变曲线偏离弹性体的线性应变规律,如图 1 中的弯曲线段 δ 所示。图 1 中的弯曲线段出现在粘滑之前,它反映了断层泥的流变学行为(相对变软)。一旦这种情况出现,断层两盘(断层面之间夹有断层泥)之间就开始了震前的相对运动——予位移。

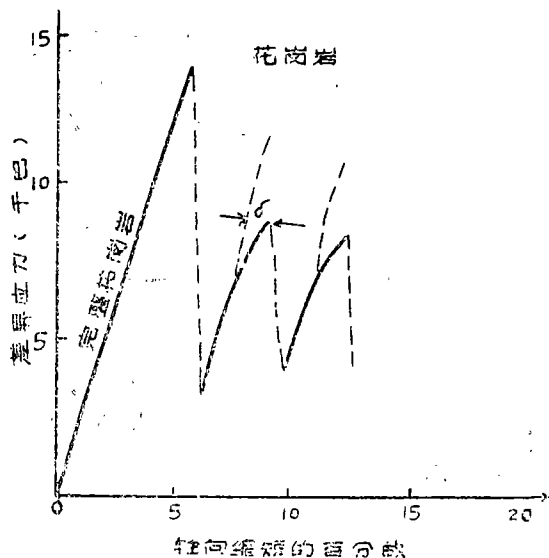


图 1

2. 迪泰里奇的实验〔8〕

1976 年美国学者迪泰里奇在作粘滑实验时发现,予滑有两个相,一个相是予滑先由一点开始,然后向两块体接触面的其他部份传播,待传播到整个接触面上时,第二相开始。其特征是蠕滑加速并急剧传播,当第二相快结束时大的粘滑错动就接踵发生了。

以上这两个实验阐明了大震前震源断层面上发生予位移的物理实质,即介质性质相对变软和沿震源断层传播。

三、予位移引起的应力场

就断层地震来说,目前存在两种模式。一种是震源端部存在调整单元的模式,如震源的组合模式〔9〕。另一种是震源端部无调整单元的模式。弹性位错理论模拟的震源就属于后一类。这一种模式假定地震时震源是在均匀弹性介质中出现的一个错动裂缝(图 2),在震前这个裂缝未错动,它上面积累着应力。这种模式由于震源断层两端 A、B 是固定的,所以震前的予滑是很难产生的。对于组合模式来说,因为震源断层的两端有应力调整单元,予位移是更容易发生的。

对于浅源平推型大震来说,孕震地层的上顶是地面,下底可能是低阻层或低速层〔10〕。由于后者与其下方的地球介质联结不很紧,所以我们假定其为自由面。这样我们的问题就可简化为平面问题了。即令断层两盘各为半无限大的弹性平板,它们互相紧接着,其中积累单

元粘结较牢,在两盘受力作用时,该单元发生了显著的弹性剪切变形,并积累了巨大的剪切应力。予滑发生时断层面上要发生剪切应变降或剪切应力降。这个剪切应力降相当于在原来的积累单元断层面上的剪切应力上施加一个均布的反向剪切应力(图4),这后一个剪切应力值比原来的剪切应力值小得多。根据模拟实验,予位移约为震时断层面上最终错距的(2~5)%^[11]。由于予位移与应力降成正比。则予位移发生时的应力降约为(2~5%)的震时应力降。尽管予位移相对于大地震时的位移是缓慢的,但是当与震源孕育期间的变形速

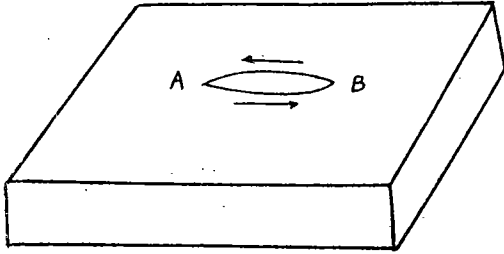


图 2

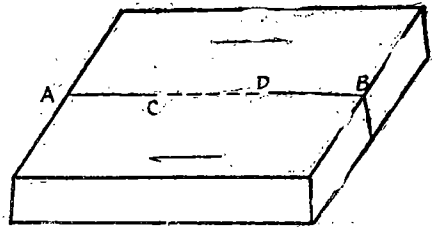


图 3

度相比较则就成为很急剧的了。因此在计算应力场时,我们可把上述的震源孕育期间的应力场作为基值,而单独考虑予滑引起的应力场以及它和前兆的关系。

图3中的AC和DB是调整单元,CD为应力积累单元。对于这种模式来说,其予位移应当具有两个特点,一个是予滑发生在积累单元断层面上,第二个是由于积累单元两端是调整单元,所以予滑在积累单元端部C、D处不引起应力集中。根据以上两个特点,我们把积累单元临震前由予滑引起断层盘中的应力场模拟为半

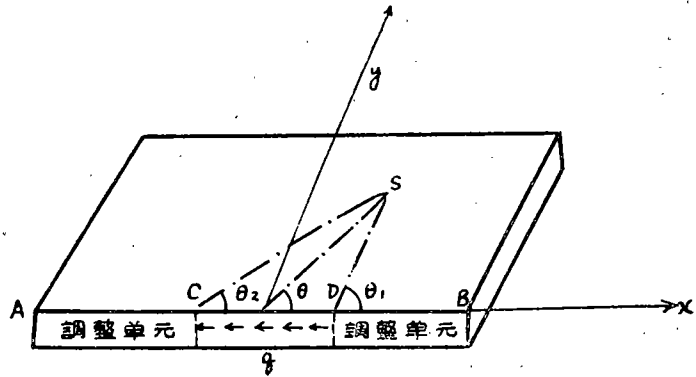


图 4

无限平板边侧上某段内有均匀水平集中力作用所引起的应力场,如图4所示。根据文献^[12]的研究,在积累单元L段上有均布剪切应力 q 作用时,断层盘体内某点 S 上的三个应力分量为:

$$\sigma_x = -\frac{q}{\pi} \left[2l_n \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} + \frac{1}{2} \cos 2\theta_2 - \cos 2\theta_1 \right] \quad (1)$$

$$\sigma_r = \frac{q}{2\pi} \left[\cos 2\theta_2 - \cos 2\theta_1 \right] \quad (2)$$

$$\sigma_{x,r} = -\frac{q}{\pi} \left[\theta_2 - \theta_1 + \frac{1}{2} (\sin 2\theta_2 - \sin 2\theta_1) \right] \quad (3)$$

S 点上的两个主应力数值为:

$$\sigma_{2,1} = \frac{q}{\pi} \left\{ i_n \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} \pm \sqrt{\frac{1}{4} \left[\cos 2\theta - \cos 2\theta_1 + 2 \ln \frac{\sin \theta_2}{\sin \theta_1} \right]^2 + \left[\theta_1 - \theta_2 - \frac{1}{2} (\sin 2\theta_2 - \sin 2\theta_1) \right]^2} \right\} \quad (4)$$

场和前兆场进行对比具体讨论每个应力等值线是意义不大的,因前者是理想介质,而后者是极为复杂的实际介质。下面我们仅大致地讨论予滑应力场引起前兆的范围。根据文献〔13〕的研究,予位移的幅度 δ 可表示为:

$$\delta = (0.02 - 0.05) 10^{0.52M - 1.25} \quad (5)$$

式中M为震级。这就是说震级越大时予位移的幅度也越大。由于予位移幅度 δ 与相应的应力降 σ 成正比,即

$$\frac{\sigma'}{\sigma} = \frac{\delta}{D} \quad (6)$$

σ' , δ 和 σ , D为予滑的应力降和错动幅度及主震的应力降和错动幅度。为了把予位移置换成应力降,我们先假定发震断层面上地震时的应力降为100巴,即 10^8 达因/厘米²,将此值代入公式(6),并假定 δ 为D的0.02—0.05倍,则予位移所相应的剪切应力降约为 $(2 \sim 5) \times 10^6$ 达因/厘米²。我们把较大值乘以图5中的每一条等值线,则可得等值线0.5处的应力值为 2.5×10^6 达因/厘米²,折合应变为 2.5×10^{-6} 。如果某些观测仪器能够达到观测 2.5×10^{-6} 应变量,那么观测点至积累单元端部的平均距离约为积累单元长度的一半强。如某些前兆能反应 5×10^{-7} 的应变量,那么前兆观测范围可达到图5中0.1等值线附近。该等值线离积累单元端部的平均距离为3倍的积累单元长度。对于不同震级其可观测的前兆范围

表 1

M_s	$L = 10^{0.5M - 1.6}$ 〔9〕 (震源浅性长度)公里	应变量 2×10^{-6} 达极范围(公里)	应变量 5×10^{-7} 达及范围(公里)
8.5	300	150	900
8.0	170	85	510
7.5	100	50	300
7.0	60	30	180
6.5	34	17	100
6.0	20	10	60
5.5	10	5	30
5.0	6 ~ 7	4	20

如表1所示。必须指出予位移的大小不仅与地震的大小有关,而且也与震源端部调整单元的规模、介质性质,密度大小,应力状态等密切相关。因为予滑的难易性与震源端部的约束强弱相关。对于调整单元密度特别低,又处于受拉状态的介质,则予位移将更为显著。如果我们粗略地按(5)式计算,对于一个7.5级地震,其予位移约为9~22厘米。这相当于一个4~5级地震所造成的错动幅度。如此说来予位移幅度折合的震级约比主震震级小2.5~3级。由于我国某些仪器的灵敏度不是很高,参考表1中应变量的范围,应当说予位移引起的前兆范围不应该很大。但是实际上却存在着临震前兆空间范围异常大的特点。我们认为这可能是在临震前由予位移所引起的前兆和调整单元所引起的前兆混合在一起了。根据我们的研究〔9〕,调整单元因其易动性,所以前兆出现应较早,这可能是我国某些大震前兆先在震中区外围出现的原因。在临震时,由于积累单元予位移产生,所以前兆在震中区出现,并相应

向震中区外传递。如果观测细致的话,可以把上述前兆演变过程鉴别出来,从而预报未来大震。另外震源断层面上予滑所产生的应力场也可能通过以下方式引起远距离前兆,一个是地壳中存在的某些极不稳定的物质如过热液体它可把图5中远距离的弱应力变化加以放大而表现出前兆。另一个是予位移本身引起的长周期波动向远处传播而引起大范围前兆。当然还有较远处的垂直运动对地层的水平牵拉而影响某处地震发生的,此时前者就成为后者的远距离前兆了。

四、予位移引起的长周期波动

如果说予位移引起的应力场展布范围较小的话,那么予位移所引起的长周期波动可能传到较远的地方。由于予位移比较缓慢,所以不能用阶梯函数来模拟它,我们认为哈斯克尔的斜坡函数是合适的。哈斯克尔曾得到了地震时发射地震波能效率^[14]的公式,即

$$E_s = \frac{3.014\rho\beta W^2 D^2}{4\pi T} \quad (7)$$

我们把它用来讨论予位移引起的地震波能效率。式中 T 就是斜坡函数中的上升时间,也就是断层面上某点完成整个予位移幅度所需的时间。 T 是一个很重要的量,它大时,地震波的发射效率就低。因之能不能产生足够的予位移波要视 T 值的大小而定。(7) 式中 P 为介质密度, β 为横波速度, $\bar{W}$ 为断层面宽度, D 为断面上的平均错动幅度。应当指出(7) 式是当断裂的传播速度取快速值时得到的。实际上予位移发生时断层错动的速度是非常缓慢的。根据莫斯托伏依等^[15] 的讨论,我们认为予位移时断层面上质点位移速度与断裂传播速度成正比。因此当予位移很慢时,予位移的传播速度也很慢。在此情况由哈斯克尔公式所估计的予位移波能是偏大的,实际要比公式(7) 的计算值小。按照予滑幅度约为震时幅度的 2~5%, 并假定 T 为震时错动时间的 1000 倍,则按公式(7) 计算,予滑放出的波能约为主震时的十万分之一,即震级为 6 级的地震,其予滑放出的波能相当于 2~3 级地震波能量。

由上所述,尽管予位移产生的弹性波能量不大,但由于予位移时质点运动的速度较慢,周期较大,波长较长,因此它向外传播时吸收较小,传播得较远。但是周期达到若干小时的波是否有可观的能量由震源地方发射出来,还需进一步研究。因此地倾斜记到的十几小时周期波动暂不宜当作予位移所引起。

必须指出:上述予位移和前兆的关系是建立在整个地壳视为完全弹性的介质这一基础上的,但实际上地表层介质状况极复杂,而我们的观测手段恰恰设在地表上,所以震源地方的予位移引起的形变场和应力场传递到地表时情况还比较复杂。尽管如此,予位移仍然是各种临震前兆的能源。因而必须用直接或间接的手段来观察它。

结 束 语

予位移是临近大地震时震源断层面上出现的一个重要现象。由于它的出现才引起了种类繁多的前兆异常并提醒人们注意地震的来临。但是震源断面上的予位移量必竟是十分小的,人们直接观察它非常困难。另外近年来在我国发生的强烈地震前往往还出现突跳性前兆,这种前兆出现的时间短,而且前兆量特别大。对于这些前兆我们倾向于它不是予位移直

接引起的, 它们可能通过地下某些具有放大作用的物质反映出来。这种放大物质有可能是地下极不稳定的过热液体和高温气团。由于它们原来就储有待放之能, 所以在予位移发生时可影响它们形成暴沸, 把微弱的予位移信号放大。关于予位移引起过热液体暴沸从而又引起突发性前兆的问题, 我们将在另文作专门讨论。

参 考 文 献

- [1] Б. А. 捷里亚金著 刘超、吴惜抱译 什么是摩擦 科学出版社 1958年134—137
- [2] 安藤雅孝 日本关东1923年大震的震源参数 东京大学地震研究所汇报 1971年49卷 1—3册19—31
- [3] 兰州地震大队 关于震源问题的讨论 地震战线 1971年8期
- [4] C. H. Scholz, Crustal movement in the Tectonic areas. Tectonophysics 1972. vol. 14. №3—4
- [5] Kanamori, Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, physics of the earth and planetary interiors 1974 vol №2 128—136
- [6] 唐山地震工作队 唐山地震短临前兆资料 地震出版社 1977年 第72页
- [7] J. D. Byerlee and R. Summerville, Stable sliding preceding stick—slip on fault Surfaces in granit at high pressure, pure and applied geophysics 1975. №1—2
- [8] J. H. Dieterich, Geological survey Research 1976. P227
- [9] 郭增建、秦保燕、徐文耀、汤泉 震源孕育模式的初步讨论 地球物理学报 1973年
- [10] 秦保燕 郭增建 由地震时震中区的显著下沉讨论震源底部条件 西北地震学报 1979年第一期
- [11] C. H. Scholz, P. Molnar and T. Johnson, Detailed studies of Frictional sliding of granite and implication for the earthquake mechanism. J. G. R. 1972. 6392—6406
- [12] M. M. 弗罗赫特著 黎仲晔译 光测弹性力学 科学出版社 1966年
- [13] 郭增建、秦保燕 地震预报中的某些力学问题 力学 1977年第1期
- [14] H. A. Haskell, Total energy and energy Spectral density of elastic wave radiation from propagating faults B. S. S. A 1964. V54 №6 1811—1841.
- [15] S. Mostovoy and others, Cracks and Fracture, Proceeding of the Ninth National Symposium on Fracture Mechanics 1975 234—243