

震群活动的一种可能的触发机制*

李兴才

(国家地震局地球物理研究所)

冯树文

(北京大学地球物理系)

摘 要

分析了1975年2月4日辽宁海城地震后的熊岳、1976年4月6日内蒙和林格尔地震后的凉城、以及1976年7月28日唐山大地震后的宝坻等震群活动的时空分布特点。由位错模式计算了大地震在相应地区产生的附加应力(张应力)的大小(3—6巴),它和由这些震群中的小地震计算的应力降的大小相当。附加的张性应力相当于减小围压。根据不同应力途径的三轴压缩实验以及原地注水诱发地震的试验结果指出,上述量级的应力变化可以在地壳浅处应力水平已经很高的地区触发地震活动。考虑到地下流体的扩散特性及其作用,初步解释了震群活动的高潮滞后大地震的观测事实,从而引出了大地震对其附近的震群活动的一种可能的触发机制。

一、引 言

群发性地震活动是人们所熟知的一种地震活动形式,虽然其中最大地震的强度不很大,但深入研究它们的活动特点和成因,对于大地震的预报以及研究地震的震源物理过程无疑是有益的。一些文章曾论述过大震前的震群活动与大地震的关系,和地球固体潮对某些小震群活动的触发作用。本文旨在讨论这样一种震群活动的可能机制,它们在时间上发生在一次较大地震之后,空间上位于该次大地震附近,但又并非属于余震序列。这些震群的出现似乎与大地震的发生有某种必然的联系。有人说这类震群活动是受大地震牵动的结果,这只能说是一种推测,至今并未见到详细论述的文章。

二、地震活动性特点

主要分析了1975年2月4日辽宁海城地震后的熊岳震群、1976年4月6日内蒙和林格尔地震后的凉城震群,以及1976年7月28日唐山地震后的宝坻震群。它们在地震活动性上的特点以及由之提供的信息是:

1. 在相应的大地震之前,上述地区均有不同程度的地震活动(图1),说明那里的应

* 1982年1月20日收到。

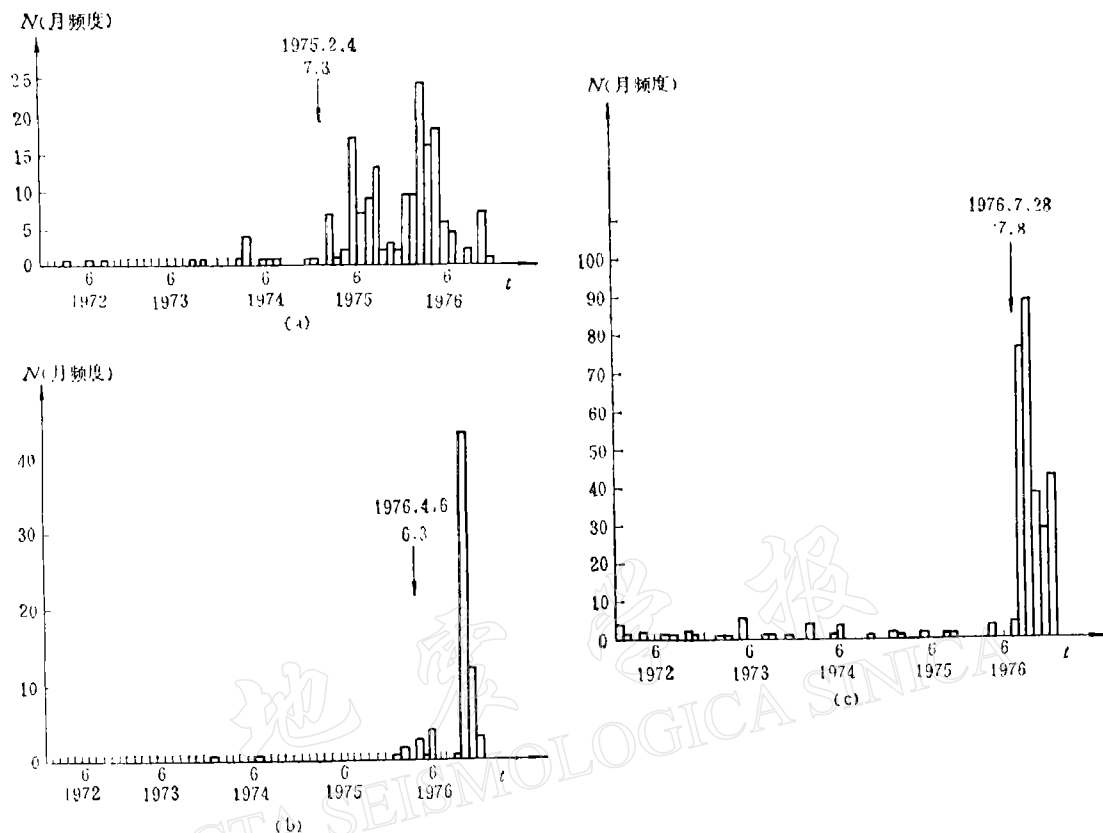


图1 熊岳、凉城和宝坻地区地震活动的月频度直方图(只包括有震中位置的地震)

(a)——熊岳震群 (b)——凉城震群 (c)——宝坻震群

力状态在大地震之前已经达到了相当高的水平,个别部位已达临界水平;

2. 大地震的发生使上述地区的地震活动性明显提高(图1),说明大地震对这些地区的地震活动性起了某种触发作用;

3. 震群活动的高潮不是在大地震后立即出现,而是有一段时间滞后,在诸因素中不能排除地下流体扩散的力学作用;

4. 在空间上均位于大地震震源机制解的压应力轴所在的膨胀区内,并且其优势分布方向沿该地区的原有断裂(图2)。

上述地震活动性特点不仅这三个震群所具有,其他类似的震群活动,譬如,1966年邢台地震后在林县出现的震群,以及唐山地震后在天津东堤头出现的地震活动的加强等都有上述特点。

当然,震群活动是复杂的,例如,凉城震群也可能受唐山大地震的影响,而且也符合上述叙及的特点,但它毕竟离唐山太远了。唐山地震在该地引起的应力场的变化与和林格尔地震相比要小得多,故本文认为主要是后者的影响。至于熊岳震群活动与其说它与后来的唐山地震有联系,倒不如说它与其前面的海城地震联系更紧密。因为从图1(a)可以看出,它的活动性明显提高出现在海城地震之后。

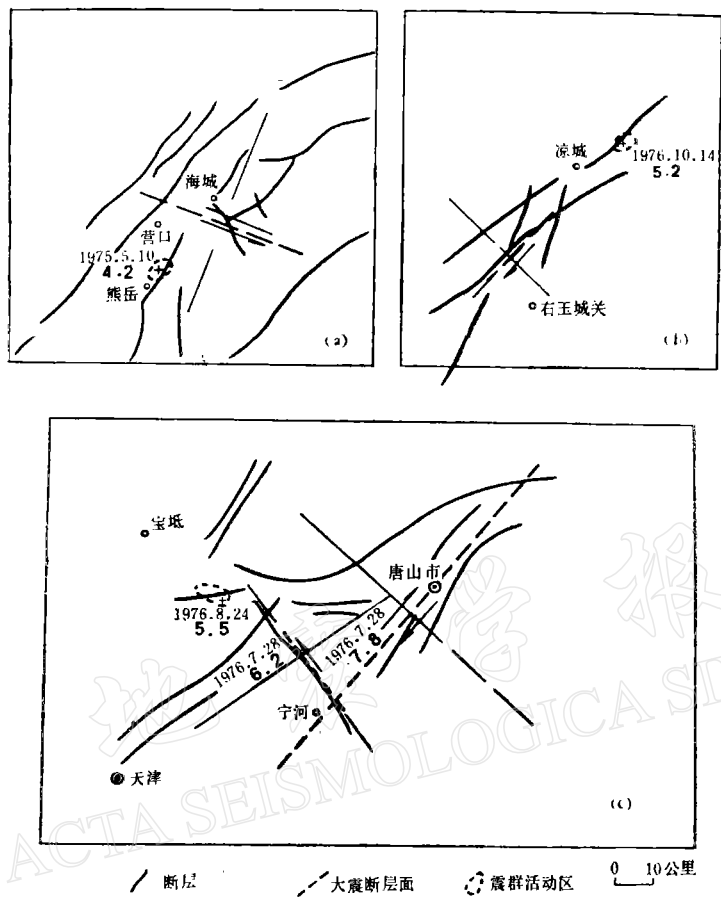


图2 熊岳、凉城和宝坻震群活动区与相应大地震的相对位置
(虚线表示大地震的断层面解节面)。

(a)——熊岳震群和海城地震 (b)——凉城震群和林格儿地震 (c)——宝坻震群和唐山地震

三、一种可能的触发机制

Gupta^[1] 曾研究过若干次浅源地震的余震空间分布特征,指出,余震除了沿与主震断层层面平行的方位上分布外,还优势地沿构造压应力的方向分布;张之立^[2]和黄福明^[3]也从不同角度论述过强余震的分布,认为强余震主要发生在主断层面的端部偏于压应力轴所处的方位上。上述强余震的空间分布特征与本文讨论的震群活动如此相似,似乎不能用偶然因素可以解释的。下面从计算大地震的断层滑动在上述地区引起的应力变化出发,结合岩石力学的实验室试验及其他资料,对上述震群的活动特点提出一种可能的解释——大地震对震群活动的一种触发机制。

1. 大地震引起的应力变化

地震可以描述为沿嵌在弹性半空间的一矩形断层面的突然错动^[4], 这样我们就可以用位错理论计算地震在空间一点引起的应力变化了。其步骤是,先由位错理论得到一点

断层参数和计算结果

发震时间 (年、月、日)	地 点	M_s	α (度)	δ (度)	L (公里)	d (公里)	D (公里)	\bar{u}_s (厘米)	\bar{u}_d (厘米)	$\bar{\sigma}$ (巴)	$\Sigma\bar{\sigma}$ (巴)	场 点
1975.2.4	海城	7.3	290	81	29	0	29	172	46	5.7	5.7	熊岳
1976.4.6	和林格尔	6.3	39	85	10	0	10	-55	15	3.0	3.0	凉城
1976.7.28	唐山	7.8	40	82	52	0	52	-305	82	2.0	4.5	宝坻
1976.7.28	宁河	6.2	318	61	8	0	8	48	13	1.8		
1976.7.28	唐山	7.1	26	62	23	0	23	-136	37	0.7		

的主应变,然后得到体积应变,最后由 $\Delta\bar{\sigma} = K\Delta\varepsilon_v$ 得到流体静应力的变化,计算中 K 取为 10^{12} 达因/厘米²。震源参数的选取如下: 由于所采用的地震并未都得出其动力学参数,所以,为统一起见,一律采用佐藤良雄的经验公式¹⁾:

$$\begin{cases} \log(2W^2) = M_s - 4.07 \\ L = W \\ \log \bar{D} = 0.50M_s - 1.40 \end{cases} \tag{1}$$

和

$$\begin{cases} \bar{u}_s = \bar{D} \cos \phi \\ \bar{u}_d = \bar{D} \sin \phi \end{cases} \tag{2}$$

求得地震的动力学参数。其中 W 和 L 分别为断层的宽度和半长度; \bar{D} 、 \bar{u}_s 和 \bar{u}_d 分别为总平均错距、走滑错距和倾滑错距; ϕ 为滑动角。由于本文涉及到的地震均为走滑分量占优势,故计算时一律取 $\phi = 15^\circ$ 。它们的具体数值如上表:

按照本文的符号规定,上述大地震在相应震群活动区所引起的流体静应力的变化为张应力,量级为 3—6 巴。

定性地说,根据岩石力学的实验结果,岩石的剪切强度,包括摩擦滑动强度依赖于有效围压。有效围压大,强度大;有效围压小,强度也小。使有效围压降低的途径有两种,一是减小围压;二是增大孔隙压力。而由大地震在震群活动区引起的张应力变化相当于减小围压。因而相应地降低有效围压,从而减小作用在破裂面上的正应力,致使摩擦强度降低。因而有利于沿破裂面滑动。陈颢^[5]所作的不同应力途径的三轴压缩下的 B 型加载情况时的声发射实验已证明了这一点。

2. 几巴的应力变化能否触发地震

图 3 是三轴 B 型加载条件下的声发射随差应力的变化曲线。实验时,围压为 1.3 千巴。当差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 达到岩石强度 σ_v (约 6 千巴)的 80% 时,通过减小围压使差应力增加。由图 3 可见,只有当围压降到使差应力接近岩石的破裂强度时,声发射率才急剧增加。此时围压的变化为 20—30 巴,即相当于初始围压的 1—2%。可以预料,如果初始应力水平较高,即初始差应力接近破裂强度时减小围压,则不需降低多少就可以导致声发射的急剧增加。

另一方面,上述诸震群的震源深度一般都较浅 ($h < 10\text{km}$),如宝坻震群,多数地震

1) 佐藤在1981年访华报告中对有关公式进行了比较,认为(1)式比较合适。

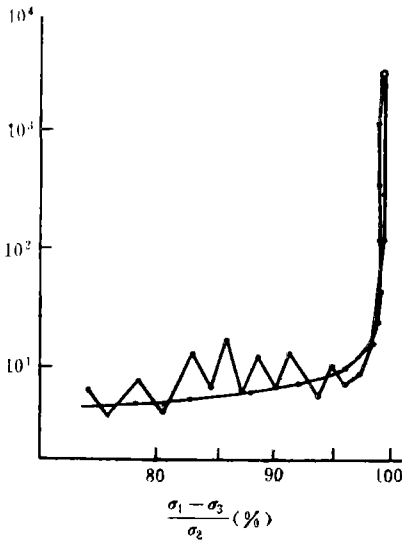


图 3 三轴条件下 B 型加载时声发射率随应力的变化
(据文献[5])

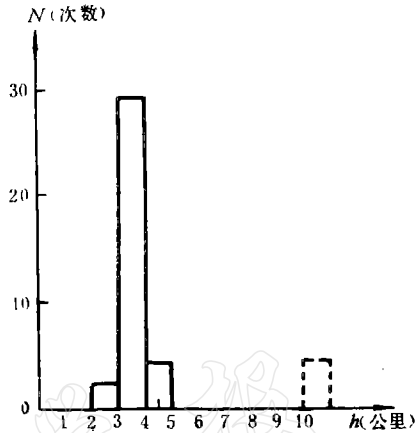


图 4 宝坻震群的深度直方图

深度为 3—4 公里 (图 4)。按照我国胜利油田的密度测井数据,5 公里以上的密度为 1.9—2.1 克/厘米³,不妨取其平均值 2.0 克/厘米³。假定地下岩体所受的围压为流体静应力,则 5 公里深处的围压不超过 1 千巴。参考 Rangely 油田等处的原地应力测量^[6,7],这个围压的估计值是上限。如果按照实验室得到的,在差应力为破裂强度的 80% 时降低围压 1—2%,则可以造成声发射的明显增加来估算,可得所需减小围压为 10—20 巴。然而,如前所述考虑到这里研究的震群活动区在大地震之前就有不同程度的地震活动,其应力水平可能比上述水平要高。由此看来,几巴的应力变化会引起地震活动的增加是可能的。

还可以从 Denver^[6] 和 Rangely^[7] 的注水试验中得到旁证。在 Denver 得到的能触发地震的临界孔隙压力是 362 巴,此时流体的注入率为 0.076 升/分。当压力增加仅 6 巴 (即达 368 巴)时,流体的注入率就升至 114 升/分,增加了 1500 倍,说明当原地应力水平相当高时,只要几巴的应力变化,其渗透率就会发生很大的变化。而原地渗透率主要取决于原有裂缝的开启程度^[1],换句话说,即 6 巴的应力变化就可以使裂缝张开,从而减小了断层面的正应力或摩擦强度。在 Rangely 获得的临界孔隙压力为 260 巴。当井底压力为 265 巴时,月地震数小于 1 次/月。但当压力达到 275 巴时,月频度剧增,达 26 次/月,而造成地震频度增加的孔隙压力变化并不大。其它如由地球固体潮触发地震活动及火山活动的例子也是不稀奇的。因此,综上所述,只要地下岩体所处的应力状态较高,使之发生不稳定性的触发力并不需要很大。

3. 为什么震群活动的高潮滞后大震

如前所述,大地震在震群活动的震源区所引起的张性附加应力是有助于原有破裂张开的。Denver, Rangely 以及我国部分油田的注水实践均表明,原地岩体的渗透率主要取决于原有破裂,如断层等。其优势渗透方向是沿或接近于最大主应力方向的。而本文所涉及的这类震群正是位于最大主应力轴所处的位置附近的^[8]。所以,随着大地震的发生,

裂隙相对张开,使连通情况改善,从而,流体由周围或深部向震源区流动。

大地震所造成的岩石摩擦强度的变化可简单用下式表示:

$$\Delta s = \mu(\Delta \bar{\sigma} - \Delta p_p)$$

式中: μ 为摩擦系数, Δs 、 $\Delta \bar{\sigma}$ 及 Δp_p 分别为摩擦强度、流体静应力及孔隙压力的变化. 在主震发生的瞬间, 可以认为 $\Delta \bar{\sigma} = \Delta p_p$, 此时岩石强度保持不变. 但在此之后, 随着流体不断地流向震源区, 那里的孔隙压力就会不断增加, 从而使强度降低. 当某些地点的强度降至该处剪应力水平之下时, 就会发生地震. 小地震的发生进一步改善流体的输运环境和使应力重新分布, 从而发生更多的地震. 当大量地震的发生而导致的应力释放使该地区的总应力水平降低时, 地震活动也就随之减少了. 图 5 是宝坻钻入基岩的一眼 180 米深的水井的水电导率的观测结果. 明显可见, 它的年平均值于唐山地震后与地震之前相比显著增高了. 分析表明, 水的导电性主要取决于水中含盐离子的浓度, 浓度高, 电导率高, 反之减小. 而深部水的含盐离子浓度都公认比浅层水高. 因此, 宝坻井在唐山地震后水电导率的增加可能是深部水或周围水流入震源区的一个标志.

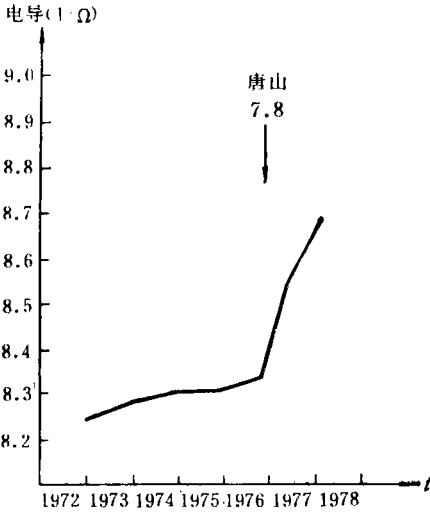


图 5 宝坻城关一口深井的水电导率在唐山地震前后的变化
(据《地震》, 4, 1981)

山地震后与地震之前相比显著增高了. 分析表明, 水的导电性主要取决于水中含盐离子的浓度, 浓度高, 电导率高, 反之减小. 而深部水的含盐离子浓度都公认比浅层水高. 因此, 宝坻井在唐山地震后水电导率的增加可能是深部水或周围水流入震源区的一个标志.

四、讨 论

本文从大地震在宝坻等震群活动区引起的应力变化和有效应力定律出发, 讨论了大地震对其邻近地区震群活动的一种触发机制, 解释了它们的活动特点. 指出, 在有发震构造或断裂, 且应力水平已经比较高的地区, 触发地震活动的应力不一定很高.

研究地震的触发机制, 不仅对了解震源过程, 而且对地震的预报也有一定意义. 至于在什么地方触发地震, 以及地震何时发生等, 可能主要取决于应力状态及介质特性.

另外, 值得提及的是, 这里得到的能触发浅源震群活动的附加应力的大小与由该类震群中的小地震得到的应力降的大小是相当的, 似乎是值得思考的一个问题.

李全林和陈锦标同志提供了部分资料, 在此表示感谢.

参 考 文 献

- [1] I. N. Gupta, Dilatancy and spacial distribution of aftershocks, *B. S. S. A*, **64**, 6, 1707—1713, 1974.
- [2] 张之立等, 唐山地震的破裂过程及其力学分析, *地震学报*, **2**, 2, 111—129, 1980.
- [3] 黄福明等, 倾斜断层错动产生的应力场, *地震学报*, **2**, 1, 1—20, 1980.

- [4] 陈运泰等, 根据地面形变的观测研究1966年邢台地震的震源过程, 地球物理学报, **18**, 3, 164—182, 1975.
- [5] 陈颙, 不同应力途径三轴压缩下岩石的声发射, 地震学报, **3**, 1, 41—48, 1981.
- [6] J. H. Healy, W. W. Rubey, D. T. Griggs and C. B. Raleigh, The Denver earthquakes, *Science*, **161**, 3848, 1301—1310, 1968.
- [7] C. B. Raleigh, J. H. Healy and J. D. Bredehoeft, An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado, *Science*, **191**, 4233, 1230—1237, 1976.
- [8] D. P. McKenzie, The relation between fault plane solutions for earthquakes and the direction of the principal stresses, *B. S. S. A.*, **59**, 2, 591—601, 1969.

A POSSIBLE TRIGGERING MECHANISM FOR EARTHQUAKE SWARMS

LI XINGCAI

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

FENG SHUWEN

(*Department of Geophysics, Peking University*)

Abstract

The spatial and temporal distribution and characteristics for the following earthquake swarms occurred after large events have been analyzed. They are: Xiong Yue swarm after the Haicheng Earthquake of 1975, Liang Cheng swarm after the Helinger Earthquake of 1976 and Baodi swarm after the Tangshan Earthquake of 1976. The additional stress (tensile) of magnitudes 3—6 bars, corresponding to the magnitudes of stress drops, calculated for the small earthquakes of the swarms have been obtained by using the dislocation model. Such additional stress may be explained as caused by the decrease in confining pressure. On the basis of results of triaxial experiments on rock samples under high pressure with different courses of loading and the studies of earthquakes induced by injecting water into the rockmass in-situ, it is pointed out that additional stress of such magnitude could trigger shallow earthquakes in an area with high stress level. Considering the character and function of fluid diffusion at depth, the observed facts that high swarm activity lags behind the major earthquake could be understood. Hence the major earthquake might be able to trigger the swarms in the surroundings.