

大震前震源区的确定与大空区 形成的物理机制

秦保燕 姚立珣 荣代潞

徐纪人 李亚荣

(兰州地震研究所)

前 言

震源组合模式表明^[1], 一个震源的形成必须具备应力积累条件和应力释放条件, 因此, 震源端部必须存在岩石强度小或摩擦阻力小的弱介质区段。在大区域构造应力场的作用下, 弱介质区段由于不能承担很大的应力而把应力转移到邻近岩石强度高的地方去, 在那里积累应力形成震源。因此, 在一个大地震发生之前, 中强地震活动将首先发生在弱介质区段, 而中强地震的围空区或空段就是未来大地震的震源区。在组合模式中, 前者称为应力调整单元, 后者称为应力积累单元。在实际中, 有一类空区是符合组合模式的, 但还有一类空区面积相当大, 它们往往比实际的震源体大得多。以上这两类空区在地震预报中均有重要参考价值。然而, 目前在确定空区时还存在一定的不定性, 对地震空区的成因特别是大空区形成的原因探讨甚少。为提高地震空区的可靠度, 本文提出了一种地震空区的动力检验方法, 并根据我国部分震例探讨了地震空区与应力积累单元和应力调整单元的关系, 最后对两类地震空区的成因进行了一定的探讨。

一、大震前的地震空区及应力调整单元 与积累单元的确定

如所周知, 在一个稳定的、变化不大的区域应力场作用下, 应力积累单元和应力调整单元要在较短的时间内显示其地震活动特征差异是比较困难的。如果用某种快速作用的力源突然加到某一地区, 则这一地区便会产生新的应力并进行应力调整。由于地壳介质的不均匀性, 这种应力调整活动将首先在弱介质区段表现出来, 如出现一系列中强震活动, 按照组合模式, 这些中强地震活动的区段是应力调整单元, 而由这些地震活动所显示的空区为应力积累单元。在实际地壳中, 经常受到多种动力作用, 如地球自转的角速度突然变化, 固体潮的变化, 大气压的突然变化, 上地幔的突然运动, 大地震的发生等。在这些动力源中, 大地震是一种最重要、力量最大、对周围应力调整运动影响最大的动力源。一次大地震的强烈振动在水平方向可以伸展到几百公里, 在垂直方向也会影响到上地幔甚至更深的地方。在地震之

后,也将在其周围地区产生应力调整运动。因此,本文利用大地震这一动力源在其附近地区造成的应力调整活动所显示的地震活动特征来判别强介质区域和弱介质区域。此外,在大地震发生后的一段时间内,大震区的应力必然要在附近地区进行调整,整个调整过程所显示的地震活动特征也可以作为判别标志。采用动力源来确定空区的另一个优点在于在确定空区期间用的是同一个动力源,介质所显示的动力学特性是在同一力源作用下得到的。因此,所确定的岩石强度相对高的地区就有一定的准确性。如果附近有多次大震发生,则可由多次大震造成的应力调整活动对实际空区的存在和大小进行多次检验。下面举一些地震实例来说明。

(一) 1976年8月16日、8月23日松潘大地震

1. 松潘大地震前空区的确定 1976年8月16日,22日,23日,在松潘、平武间分别发生7.2,6.7,7.2三次强震。在这三次大震发生之前,在震源区以南、以西和以北地区均发生过强烈和较强地震,例如1933年叠溪7.5级地震,1960年漳腊营6.5级地震以及1973年南坪6.5级地震。这三次地震前后均在松潘地区引起频繁的地震活动,第一次在1938年—1941年,第二次在1958年—1961年,第三次在1973—1974年。活动时段大约为2—3年。其地震序列的时间分布如图1所示。这三次地震活动高潮在松潘地区形成一个半园形的空区,其过程是:1933年迭溪大震后,地震活动主要在迭溪大震震源区附近,没有显示明显空区;1960年第二次活动高潮时,扩展成明显的半园形空区;1973—1974年第三次地震活动主要集中在环形空区北端,如图2所示。

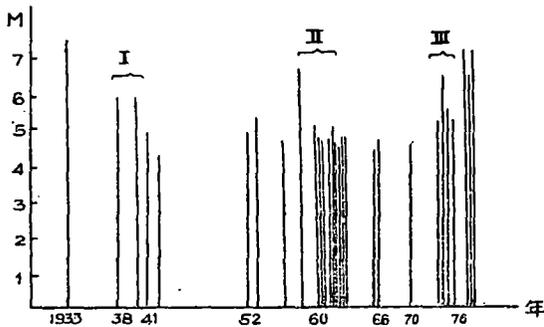


图1 松潘地震空区序列

Fig. 1 Earthquake Sequences in Songpan area.

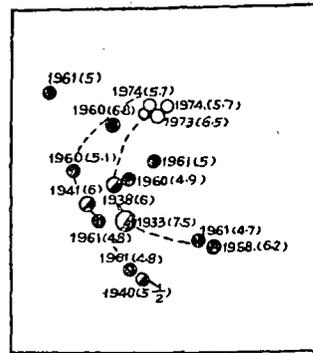


图2 1976年松潘地震前空区

Fig. 2 Seismic gap before Songpan Earthquakes ($M=7.2$) in 1976.

2. 松潘大震应力积累单元和应力调整单元的确定 根据组合模式的研究,在发生大地震时间不太长的地区和中强地震活动频繁的地区以及构造交汇地区可以成为应力调整单元,而调整单元之间的空区或空段为应力积累单元。由松潘大震前的空区可以看出,其北端南坪附近的地震活动最为频繁,且位于构造交汇区,因此认为南坪附近是松潘大震北端的应力调整单元。在松潘大震的西南,有1933年叠溪大震,这里可作为其南端的应力调整单元。由松潘大震后的余震分布(见图3)可以看到其南端拐弯向叠溪方向,说明叠溪大震区介质比较破碎,可以作为应力调整单元考虑,如图4所示。积累单元的长度为120公里。按照文献^[1]提

出的震源断层长度与震级之间的经验公式

$$M = 3.3 + 2.1 \log L \text{ (公里)} \quad (1)$$

求得震级为7.6级，这与松潘、平武实际发生的三次大震能量所折合的震级相差不大。因此，松潘大震前的空区尺度与松潘大震震源体相当，所确定的积累单元与大震时近南北向的P波节面〔2〕等震线长轴及余震分布带相一致。

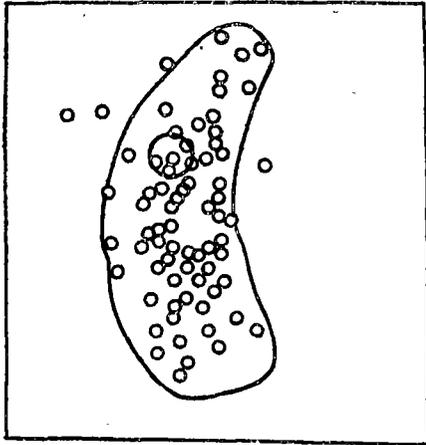


图 3 松潘大震的余震分布

Fig. 3 Aftershock distribution of Songpan earthquakes (M=7.2) in 1976.

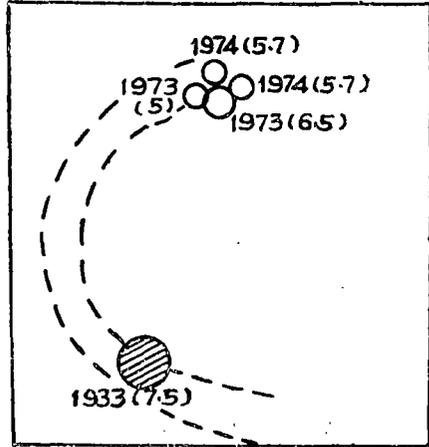


图 4 松潘大震前震源区两端的应力调整单元

Fig. 4 Stress adjustment elements at both ends of earthquake source area before Songpan earthquakes (M=7.2) in 1976.

(二) 1950年8月15日察隅8.5级大震

1. 察隅大震前地震空区的确定 在察隅大震发生前，在其以南、以北及以西均发生过强烈地震。如1918年和1931年在察隅之南的印度境内发生过二次7.6级地震。1946年和1947年分别在察隅之西、之南和北面发生过多次7.5—7.7级大震。这几次大震发生后，在察隅地区较大范围内引起了中强地震活动高潮。第一次活动高潮发生在1918—1923年。第二次活动高潮发生在1929—1933年。这二次活动高潮形成了不闭合的长轴为北东走向的围空区。此后，在1938年—1942年又出现第三次小高潮，这次小高潮活动可能是1934年发生在印度、尼泊尔边境的8.3级大震引起的应力调整活动的反映。这次活动主要沿着景洪至腾冲这一地震活动带迁移的。由于这次大震离察隅地区较远，活动强度不高，也没有形成明显的空区。第四次活动高潮发生在1946年—1950年，这次地震活动形成的空区位于第一次空区的北部，呈椭圆形。我们认为这二次围空区迭加的部分是岩石强度较高的区域，因而是应力积累区，该区长轴为500公里，短轴250公里，如图5所示。

2. 察隅大震应力积累单元和应力调整单元的确定 根据围空区边缘的中强地震活动的分布，墨脱和察隅这二个地区是中强地震相对活跃的地区，同时这两个地区的地震都相对嵌入空区内部，表明这两个地区是应力比较集中的地区，所以认为墨脱和察隅附近是应力调整单元，而它们之间的部分为应力积累单元。根据图5，其积累单元的长度为270公里，由(1)

式求得这次地震的震级为8.4级。根据这次大震的震源机制^[8]，其P波节线之一为北西向以及余震分布近东西向来看，前面所判断的应力积累单元是可信的。

(三) 1951年11月18日当雄8.0级大震

1. 当雄大震前空区的形成 这次大震发生前,其南部的印度,尼泊尔边境地区曾于1934年发生过8.3级大震。这次大震后在当雄地区引起的中强震活动明显地形成一个椭圆形围空区,其长轴为北东向。此后,地震进入平静期。在1950年察隅8.5级地震之后,在当雄地区又形成第二次围空区,该围空区长轴近1000公里。这二次围空区的迭加区域为椭圆形,长轴为北东向。椭圆长轴长340公里,短轴约250公里。当雄地震发生在该区域的边缘,如图6所示。

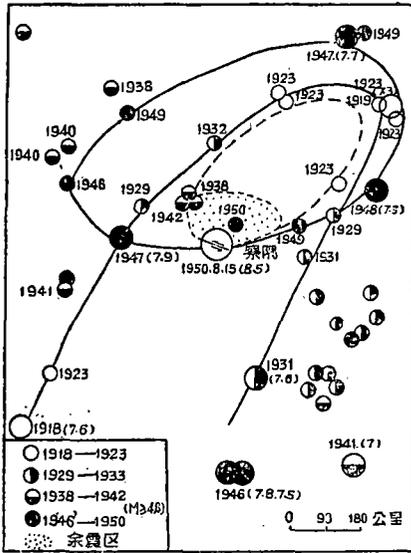


图5 1950年察隅地震前不同时期的地震空区

Fig. 5 Seismic gap in various periods before Chayu earthquake (M=8.5) in 1950.

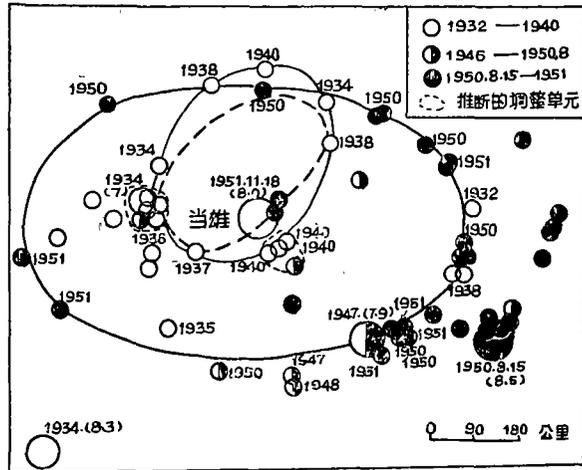


图6 1951年当雄地震前不同时期的地震空区
Fig. 6 Seismic gap in various periods before Dangxiong earthquake (M=8.0) in 1951.

2. 当雄大震的应力积累单元和应力调整单元的确定 根据围空区边缘中强地震活动的分布,中强地震密度最大的区域一个在当雄附近,另一个在申扎的附近。因此,这两个地区应属于应力调整单元,而它们之间的地段属于应力积累单元。由图6可得,积累单元长度约有220公里,由(1)式可求得震级为8.2级,这与实际震级相符。由于这次大震无震源机制解,因而无法与所确定的积累单元走向作对比,然而当地的地质构造与北西西向的积累单元十分一致,且前面所确定的调整单元位置恰好位于上述北西西向构造端部的多组构造交会区。

(四) 1976年5月29日龙陵大震

1976年5月29日龙陵地区连续发生7.3和7.4级地震。在大震发生之前,在龙陵之西的密支那(缅甸境内)曾于1931年发生过7.6级大震,1941年耿马发生7.0级地震,此后1950年察

偶发生8.5级大震以及1970年元月5日在通海发生7.7级大震，这几次大震发生前后均在由景洪至腾冲这一北北西方向上形成一明显的中强以上地震活动条带，并显示了耿马至腾冲这一明显的空段，如图7所示。

龙陵大震应力积累单元和应力调整单元的确定 由图7可以看到空段的北端为腾冲地区，这里不仅中强地震活动频繁、密集，而且是现代火山区，因此可以认为腾冲地区是应力调整单元。在空段南端是1941年耿马7.0级地震的老震区，由于它发生时间距今还不长，所以也可认为是应力调整单元。这两个应力调整单元的中间空段即为龙陵地震的应力积累单元。该空段的长度约150公里，按(1)式估计震级为7.9级，这一数值比实际震级(两次地震的折合震级为7.6)大一些。

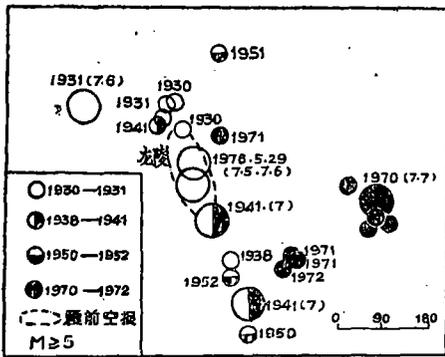


图7 1976年龙陵地震前中强震活动所显示的空段

Fig. 7 Earthquake empty segment showed by moderate earthquake activities before Longling earthquakes ($M = 7.3, 7.4$) in 1976.

此外，1975年2月4日海城大震前吴开统曾画过一个围空区^[4](见本文图11)。组成围空区的中强地震主要集中在两个时期，第一个时期集中在1966年邢台地震前后，第二个时期集中在1969年渤海地震前后。因此我们认为这两次集中活动是与邢台和渤海这两次大地震对周围地区的动力作用有关的。上述海城地震虽然离邢台较远，但它们同处于北东东向构造带上有利于震中迁移。海城大震发生在围空区的边缘，其震源尺度小于围空区的空间尺度。

由以上震例可以看到，把一个大震作为一个动力源来检查周围岩石强度的差异以及应力集中程度(或应力调整程度)的差异，从而确定具体的震源是比较有效的。根据前面的震例，一次大地震发生之后引起的应力调整范围是相当大的。一个8.5级地震

所引起的地震活动范围最远可达1000公里。而随着地震震级的减小，其影响的最远距离也明显减小。另外，从以上震例还可以看到，一次大地震发生后其应力调整运动并不是向周围均匀地进行，而是在某些方向上表现得较为突出，特别是在临近发生大震的空区周围，其应力调整运动更为强烈。这说明当一次大震发生后首先将在应力背景值高且又具有调整运动条件的地区发生应力调整和发生地震，因而这些地区附近将是未来的大震区。值得指出的是，在大地震之前1—2年它对周围地区的影响也有增大的情况，表现在地震活动有明显增高。这说明一次大地震发生前震源区对外围也有动力作用。关于这个现象的物理解释还需进一步研究。

二、大地震前大空区形成的物理机制

前面我们论述了空区以及应力积累单元和应力调整单元确定的方法，并对中国西南部地区的一些大震进行了初步探讨。我国和国外的一些地震工作者曾广泛地对地震空区进行过研究^[6, 8, 7]，并肯定了这一现象的普遍性。因此地震空区成为预报大震危险区的重要

中长期指标。然而,关于空区形成的物理机制至今还没有找到很好的解释。有的同志认为,空区的形成是由于空区内岩石强度特别高,但是绝大多数空区形成前均有破坏性地震发生。这说明空区形成前该地区的地壳介质强度并不是非常高的,介质的强度随时间是变化的。为了解释这个现象,有些同志提出用介质受力变形的弹性—塑性—硬化这几个阶段来解释空区形成的过程,也就是说在空区形成前认为介质处于弹性或塑性阶段,空区形成后,介质处于硬化阶段。根据这个观点虽然解释了空区形成前的地震活动,但是由复杂矿物组成的岩石是否像金属材料那样具有典型的弹性—塑性—硬化过程并不是十分肯定的,因而用它解释空区形成的过程仍然是不合适的。另外本文是用组合模式来解释空区的形成的^[1]。对于积累单元是老断层重新粘住的情况,在积累单元形成的初期,在构造力作用下沿着断层面会有一些地震活动,但随着构造力作用时间的增长,断层面间的松散粒状物被挤实,或表面各凹凸不平处互相压入和嵌紧,这样整个断层面之间互相紧密齿合,从而使摩擦强度大大提高,此时该区域内地震就不容易发生了。震源两端的调整单元由于有介质强度低、完整性差、易于变形等特点,因此在大震前,在区域应力场作用下,这里往往是中小地震始终活跃的地段,从而形成围绕积累单元的地震围空区。但这种模式仅能解释和积累单元长度相当的空区,在解释大空区(即范围比孕震区大得多,大震一般发生在空区边缘)时,上述观点仍然有困难。此外人们还发现地震空区的空间图象并不是一成不变的,如本文所列举的空区,其空间范围有时相差很大。空区随时间的变化原因是什么,目前还无人讨论。另外,空区的图象一般呈现圆形或椭圆形,这单纯用水平力源也难以解释。我们认为,环形图象表明空区及周围的地壳受到某种垂直力作用,空区空间尺度随时间的变化可能与该区地壳受到的垂直力随空间的变化有关。

由上所述,本文试图用上地幔的垂直运动来讨论大震前空区形成的机制。如果这种解释能够成立,那么大地水准测量将可以作为一种重要的配合手段来预报地震危险区并进一步研究它们在成因上的联系。

(一) 上地幔的垂直运动对地壳介质强度的影响 根据震源机制研究,我国大震的震源断层面是比较直立的,其错动方式以平推为主。在这种情况下,其三个主应力轴的方向为:最大主应力和最小主应力位于水平面内,因此上地幔的垂直运动将对中等主应力发生影响。而中等主应力的变化将显著地影响地壳介质的强度。关于中等主应力对岩石强度的影响大约在50年以前芳卡曼(Vonkarman)和布克尔(Boker)就已指出过。但是具体的影响形式和物理机制并不清楚。1960年格来格斯(Griggs)等人^[8]再次通过实验报导了围压对岩石样品变形和破坏特性的影响,围压不同,表示中等主应力不同。因此,围压对岩石强度的影响,实际上就包含中等主应力对岩石强度的影响。1967—1971年茂木清夫作了新三轴试验^[9,10]他认为仅仅考虑 σ_1 和 σ_3 是不够的,还应考虑 σ_2 ,其实验结果是:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = f \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3 + \alpha \sigma_2}{2} \right) \quad (2)$$

式中 τ 表示岩石破裂错动的剪切强度, $\sigma_1 - \sigma_3$ 表示达到岩石破裂时的应力值, f 为函数符号,由实验得到 $\alpha = 0.08$ 。另外根据张金铸等人的实验研究^[11],在围压较大的情况下,中等主应力的增加对岩石强度起增大作用。

由以上所述,上地幔对地壳底部顶得紧一些或松一些就会影响中等主应力的大小,从而

影响其岩石强度。当某一地区地壳下部上地幔向上隆起运动的力与该区岩层的重力相平衡时，既相当于该区中等主应力增大，当区域水平挤压力较高时，则上地幔的隆起力甚至可以超过岩层的重力，并使中等主应力增大。由前面的实验可知，该区岩层岩石强度将被提高，本来在这个地区有一些地震活动，在这种情况下地震活动就停止了，而外围地区相应有一些地震活动，从而形成了地震空区。

以上是断层面比较直立的情况，当断层面倾斜时，上地幔向上运动时将在倾斜的断层面上产生两个分力，一个力平行于断层面，另一个垂直于断层面。根据库仑摩擦定律，上地幔向上的垂直运动在断面上的正压力分量将增大断面上的摩擦力，从而提高了断面上摩擦强度。我们设想在某一地区在地壳内分布有一定数量的倾斜断层。在上地幔没有隆起运动时，该区域内有地震活动，随后如上地幔有较大面积的向上垂直运动作用到该地壳时，它将使地壳中的倾斜断面上的摩擦强度得到相应提高，在此情况下，地震突然终止活动，从而形成地震空区。对于上地幔隆起区的外围地区，由于介质强度小于隆起区内的介质强度，且隆起区边缘剪切应力较大，因而会发生地震并形成围空地地震。

必须指出上述上地幔隆起运动的幅度是十分小的，其向上隆起力基本上与岩石下压的重力相平衡。因此我们把它称为上地幔的微隆运动。

(二) 上地幔垂直运动在地表引起的应力分布与地震围空区的解释 前一节我们讨论的上地幔运动幅度是比较小的。下面我们讨论上地幔向上运动的作用力超过岩层重力和上地幔作下沉运动这两种情况所造成的地壳表面应力分布以及地震围空区解释。

1. 上地幔向上隆起运动的作用力超过地壳岩层的重力作用 当上地幔的上隆运动幅度较大时，则上地幔向上的作用力将克服地壳岩层的重力把地壳顶起。我们把地壳先作为不分层的均匀介质来考虑，把上地幔的向上运动考虑为均匀分布在一个平行于地面的圆平面上的均布力。设该圆平面离地面的距离为 h ，半径为 a ，我们选 x, y 平面重合于地面， z 轴向上并穿过作用力的圆平面中心，如图 8 所示，则园心的坐标为 $(0, 0, -h)$ 。根据以上参数由史奈顿解可以求得表面应力分布^[12]。其分布力所产生的径向位移分量为：

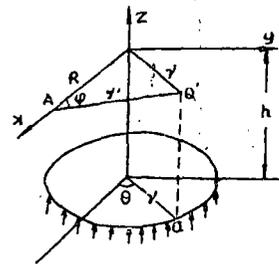


图 8 地下一定深度处作用于一个园面上的均布力以及座标系

Fig. 8 Homogeneous distributing force on circular area located at underground in some depth and coordinate.

$$u_r = \frac{F}{2\pi^2 a^2 \mu} \int_0^\pi d\theta \int_0^a \left\{ \frac{r'h}{(r'^2+h^2)^{3/2}} + \frac{r'}{(\lambda + \mu) [(r^2+h^2)^{1/2}h + r'^2+h^2]} \right\} r \cos\phi dr \quad (3)$$

式中 $r'^2 = R^2 - 2Rr\cos\theta + r^2$
 $r' \cos\phi = R - r\cos\theta$

设弹性体是不可压缩的 ($\mu/\lambda = 0$)，那么决定分布力影响的问题即可大为简化。由 (3) 式

可知, $(R, 0, 0)$ 点的径向位移分量是:

$$u_r = \frac{F}{2\pi^2 a^2 \mu} \int_0^\pi d\theta \int_0^a \frac{r' h \cos\varphi}{(r'^2 + h^2)^{3/2}} r dr \quad (4)$$

仿此也可以找到表面的法线位移分量

$$u_z = \frac{F}{2\pi^2 a^2 \mu} \int_0^\pi d\theta \int_0^a \frac{r'^2 + 2h^2}{(r'^2 + h^2)^{3/2}} r dr \quad (5)$$

这些积分计算是初等的, 因此可得到

$$u_r = \frac{Fh}{2\pi^2 a^2 \mu} \left[\frac{(a+r)^2 + h^2}{r^2} \right]^{1/2} \left[\frac{r^2 + a^2 + h^2}{(r+a)^2 + h^2} \times F\left(k, \frac{\pi}{2}\right) - E\left(k, \frac{\pi}{2}\right) \right],$$

$$u_z = \frac{F}{2\pi^2 a^2 \mu} [(a+r)^2 + h^2]^{1/2} \left[\frac{a^2 - r^2 - h^2}{(r+a)^2 + h^2} \times F\left(k, \frac{\pi}{2}\right) + E\left(k, \frac{\pi}{2}\right) \right] \quad (6)$$

$$\text{其中 } F\left(k, \frac{\pi}{2}\right) = \int_0^{\pi/2} \frac{d\varphi}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \varphi}}$$

$$E\left(k, \frac{\pi}{2}\right) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \varphi} d\varphi$$

$$k^2 = 4ra / [(r+a)^2 + h^2]$$

表面应力为

$$\sigma_r = \frac{Fh}{\pi^2 r^2 a^2 [(r+a)^2 + h^2]^{1/2}} \left[(r^2 - a^2 - h^2) F\left(k, \frac{\pi}{2}\right) - \frac{r^4 - (a^2 + h^2)^2}{(r-a)^2 + h^2} E\left(k, \frac{\pi}{2}\right) \right] \quad (7)$$

$$\sigma_\theta = \frac{Fh}{\pi^2 r^2 a^2 [(r+a)^2 + h^2]^{1/2}} \left[(2r^2 + a^2 + h^2) F\left(k, \frac{\pi}{2}\right) - \frac{(r^2 + a^2 + h^2)^2 + r^2(r^2 - 5a^2 + h^2)}{(r-a)^2 + h^2} E\left(k, \frac{\pi}{2}\right) \right] \quad (8)$$

利用上列方程我们可以算出应力分量 σ_r 和 σ_θ , 这些分量随 r 与 h 的变化如图9所示。其中, 假设 a 为某一常数。由此图可以看出, 地表应力最大部位位于 $a-1.5a$ 范围内, 亦即位于垂直力作用的边缘及其外围地带, 也就是上地幔垂直运动的外围地带。这里恰好是震前中强地震活动的场所。

这一计算结果表明在垂直力向上作用的部位(如图中小于 a 的范围内), 应力是较小

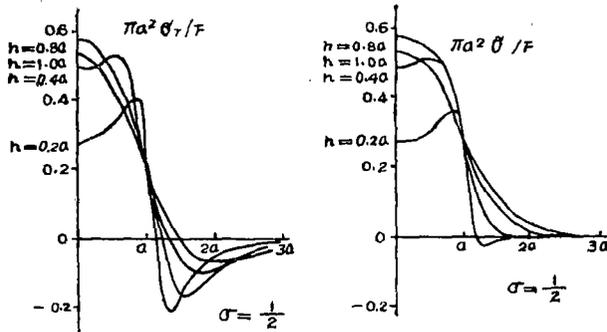


图9

Fig. 9

的。尽管存在一定的张应力值，但由于地壳中有较大的围压，所以实际的张应力区并不存在，因而这里应是不易发生地震的地方，而在垂直力作用的边缘地带，张应力却比较大。这样由于垂直力边缘张应力大，垂直向剪切力大，再加上原来有强大的水平向剪切应力存在，这里的应力值将高于上地幔垂直力作用的内部地区，这样就会形成很大的地震围空区。这种大空区是与垂直力作用的范围有关的，当垂直力作用的面积发生变化时，地震空区也会相应发生变化，因此空区在不同时期其图像是变化的，其中不同时期地震围空的重叠部分才可能是真正的岩石强度高 的区域。

2. 上地幔作垂直下沉运动并假设地壳介质为连续的情况，这相当于在地壳底部作用一圆形的均匀向下荷载一样。它引起地壳表面的应力分布和位移分布与前面的计算结果相类似，仅是此时的表面应力为压应力。其较大剪切应力也同样围绕着地壳作下沉运动的边缘地带，并形成与地壳作向上隆起运动时相类似的地震围空区。在实际中围空区的形状取决于垂直力作用的面积和形状。

在实际的分层地壳中，由于存在着一些软弱夹层，当地壳受到强大的水平力和垂直力的共同作用时，在地壳作下沉运动的上部，隆起运动的边缘地带以及垂直差异运动的过渡地带将会在地壳中软弱夹层附近产生层间解缚现象^[13, 14]。层间解缚现象发生后，解缚区上部的岩层在自重作用下产生弯曲变形，这实际上也是一种垂直力作用，它所产生的剪切应力将加剧垂直力作用的边缘地区的剪切应力。对于大空区来说，大地震往往发生在空区的边缘可能与这一原因有关。

(三) 大震前地震围空区与地壳垂直运动相关性实例 在我国有大量的地震空区震例，然而在空区附近有形变重复测量的却很少。1975年2月4日海城7.3级大震是既有空区资料^[4]又有大地水准测量资料的一次地震^[15]。而且围空区形成的时间和大地水准复测间隔基本上是同步的。根据文献^[15]的介绍，海城大震前曾在1958年和1970年围绕辽东半岛进行过两次大地水准测量。1970年的复测资料表明围绕着庄河有一较大幅度的隆起区。隆起区范围大致有100公里左右，如图10所示。根据吴开统等同志的总结^[4]，海城大震前的地震围空

区如图11所示。虽然空区的东部大地水准资料不完整，但空区西部大地测量资料却比较完整。另外组成围空区的那些地震大多发生在1964年以后，这与大地水准测量的时间也大体同步，因此这两种资料的对比和分析将具有一定的意义。

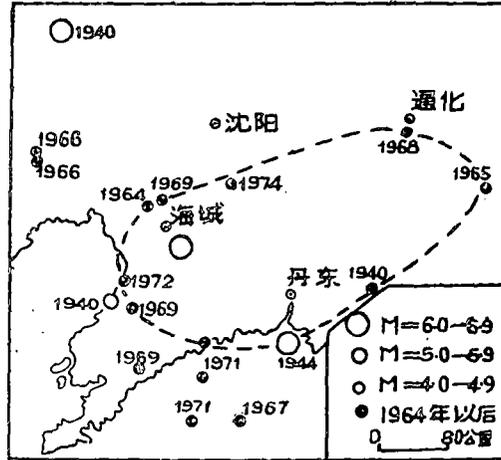


图10 辽南地区1970-1958年垂直形变图

图11 海城地震前的地震分布

Fig.10 Zhuanghe uplift region near by Haicheng region for 1970-1958 before Haicheng earthquake (M=7.3) in1975 (after [15])

Fig.11 Moderate earthquake distribution around the Zhuanghe uplift region before Haicheng earthquake (M=7.3) in1975.

根据图10和图11的对比我们可以看出，海城大震前地震围空区大致与庄河隆起梯度较大的地区相一致，组成围空区的地震围绕着显著隆起区的边缘发生。

上述的讨论表明与震源体尺度相近的地震空区可以用组合模式得到解释。如果在空区的地壳底部再有上地幔垂直运动作用在更大的面积上时，则上述与组合模式相应的小空区图案就会发生畸变，即空区变得很大。因此，上地幔垂直运动随时间的具体变化可能是导致空区随时间变化的原因之一，也是大空区形成的可能机制。

参 考 文 献

[1] 郭增建、秦保燕等，震源模式的初步讨论，地球物理学报，1973。
 [2] 韩渭宾、夏大德，松潘、平武地震和川青块体的活动，地震科学研究，1980，第1期。
 [3] 国家地震局震源机制会成组，中国地震震源机制研究，第一集，1973。
 [4] 吴开统，海城地震序列特征，地球物理学报，19卷2期，1976年。
 [5] S.A.Fedotov, Regularities of the distribution of strong earthquake in Kamchatha, the Kurile Islands, and northeastern Japan, Trudy, Inst, Phys, Earth, ACad Sci USSR, No36,66-93,1965.
 [6] K.Mogi, Some features of recent seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes, Bull.Earthq.Res.

Inst. Univ. Tokyo, 47.395—417, 1969.

- [7]北京地球物理所，从华北地区强震活动的规则性论危险区划分的一个途径，地震战线，1期，1970。
- [8]D.T Griggs, F. J. Turner and H. C. Heard, Deformation of rocks at 500°C to 800°C, Rock Deformation the Geological, Society of America memoir, 99, 1960.
- [9]K. Mogi, Effect of the intermediate principal stress on rock failure, J.G.R., 72, 5117—5131, 1967.
- [10]茂木清夫，岩石の形变，破坏特性たフレにて，地质学杂志，5号，1971年。
- [11]张金铸、林天健，三轴试验中岩石的应力状态和破坏性质，力学学报，2期，1979。
- [12]史奈顿，富利叶变换，科学出版社，1958年。
- [13]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，1 Vol.1, No.1, 1979.
- [14]秦保燕，论地震孕育的层间解缚模式与我国某些大震的余震机制，西北地震学报，Vol.4, No.3, 1982.
- [15]国家地震局地震测量队，海城7.3级地震的地形变，地球物理学报，Vol.20, No.4, 1977年

DETERMINATION OF EARTHQUAKE
PREPARATION AREA AND PHYSICAL MECHANISM OF
FORMING BIG SEISMIC GAP

Qin Baoyan Yao Lixun Rong Dailu Xu Jiren Li Yarong
(*Seismological Institute of Lanzhou*)

Abstract

In this paper we investigate the method of finding seismic gap and determining earthquake preparation area and discuss the physical mechanism of forming big seismic gap from dynamic view point.

1. Determination of earthquake preparation area

The occurrence of a great earthquake has a dynamic action on the neighbouring crustal medium. This action is different for various media with different strength. In the regions with low rock strength, moderate or small earthquakes occur, but seismicity is low in the regions with high strength. Therefore we regard the dynamic effect of great earthquake occurrence as a detective measure for finding the seismic gap and deciding the earthquake preparing region located in some distance from the former earth-

quake. According to the above-mentioned method and the combination model of source formation (i.e. the earthquake source consists of the stress accumulating element and two stress adjustment elements located at both ends of the stress accumulating element), we have used the dynamic detective effect to check the seismic gap and the earthquake preparing region of four great earthquakes located in south western China. The estimated intensities are nearly the same as the actual earthquake intensities.

2. Physical mechanism of the formation of big seismic gap

In general, there are two kinds of seismic gap. The first is a smaller gap with its areas approaching the dimension of the source volume. Such gaps can be explained with the combination model. The second is a big gap with its dimension much bigger than that of the source volume. A new explanation for the formation of big gap is proposed. A big gap may be formed when the vertical movement of the upper mantle acts on the overlaying crust in a very big area, in which the preparing source is involved. As the vertical movement can affect the medium strength and stress distribution, the gap, as mentioned in the combination model, will be enlarged. In this paper physical discussion and theoretical calculation for the formation of the big gap are given.