

# 松潘——平武地震前的 $P_n$ 波走时残差异常

赵 振                      高世磊 张 伶  
(辽宁省地震局)              (兰州地震研究所)

本文利用 $P_n$ 波走时残差方法求得松潘——平武地震前,某些台站的 $P_n$ 波走时异常,并做了简单讨论。

## 一、问题的提出

地震前震源区波速变化的研究已有三十多年的历史。近十年来,随着地震预报研究的迅速发展,波速比 $V_p/V_s$ 随时间的变化,作为地震预报的方法之一,受到各国研究者的重视。我国冯德益等同志取得了多次大震前波速比随时间变化的资料,对一些异常量指标做了深入的研究,取得了相当的成果。科学家们普遍认为,震前波速比 $V_p/V_s$ 的减小率与震级无关,大约有百分之几至百分之二十以上,以 $V_p$ 变化为主,异常持续时间 $\Delta T$ 与震级 $M$ 之间满足 $Lg \Delta T \propto M$ 的关系。为了解释这些观测事实,根据室内岩石试件速度的测定以及膨胀现象的发生,提出了一些前兆模式。

也有人研究过远震 $P$ 波走时残差( $O-C$ ),用以直接测定 $V_p$ 随时间的变化,并多次发现前兆异常。这些都为研究大震前震源区附近的波速变化,提供了许多有价值的经验。但是,为了保证精度,远震 $P$ 波走时残差方法要求有较准确的震源深度和发震时刻;远震 $P$ 波几乎垂直射入地壳,在地壳中的路径相对较短,故测出的异常量则相应地较小。

本文试图利用近震的 $P_n$ 波到时,通过计算双台残差之差来探测台站附近地壳内的 $P$ 波速度变化。由于采用参考台站求取残差之差,这就避免了震源深度和发震时刻不准造成的误差;并且由于 $P_n$ 波在地壳中的路径比远震 $P$ 波要长,预计所检测到的异常幅度较大。此外,还由于 $P_n$ 波穿越整个地壳,所以, $P_n$ 波走时残差方法可以在地壳浅部异常较小,或震源区小震很少,利用波速比方法难于检测异常的情况下,提供波速异常资料。同时,在台站布局适当时,也可以提供波速异常的时空特征。因此,在用波速异常预报地震的研究中, $P_n$ 波走时残差方法和波速比方法可以互为补充。本文中松潘——平武地震前的 $P_n$ 波走时残差异常,对该方法在理论和实践上是一个有力的支持。

## 二、方                      法

设地壳为单层等厚度,有两个地震台站 $S_1$ 和 $S_2$ ,取 $S_2$ 为参考台站,两台相距不远。当

地壳底面的首波 $P_0$ 。从地壳底折射入地壳内时, 到达台站 $S_1$ 的射线经过了一段 $P$ 波速度减小区(图1), 使 $S_1$ 台 $P_0$ 波到时推迟 $\Delta t$ , 它的大小可通过下述方法求得。

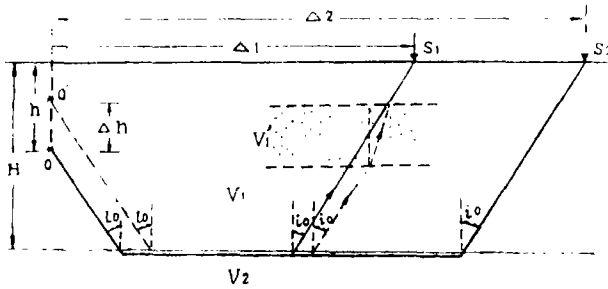


图 1

假定到达 $S_1$ 和 $S_2$ 的 $P_0$ 波射线在地壳底面滑行时的速度相同, 并根据观测资料求出发震时刻 $t'_0 = t_0 + \delta t_0$ 和震源深度 $h' = h + \delta h$ , 这里,  $t_0$ 和 $h$ 分别表示发震时刻和震源深度,  $\delta t_0$ 和 $\delta h$ 表示相应的误差, 则在单层地壳及地壳底面为水平面的情况下, 两台的 $P_0$ 波到时可表示成下式:

$$t'_1 = t_0 + \delta t_0 + \frac{\Delta_1}{V_2} + \frac{2H-h}{V_1} \cos i_0 - \frac{\delta h}{V_1} \cos i_0 \quad (1)$$

$$t'_2 = t_0 + \delta t_0 + \frac{\Delta_2}{V_2} + \frac{2H-h}{V_1} \cos i_0 - \frac{\delta h}{V_1} \cos i_0 \quad (2)$$

两台的实际到时应为:

$$t'_1 = t_0 + \frac{\Delta_1}{V_2} + \frac{2H-h}{V_1} \cos i_0 + \Delta t' \quad (3)$$

$$t'_2 = t_0 + \frac{\Delta_2}{V_2} + \frac{2H-h}{V_1} \cos i_0 \quad (4)$$

其中,  $i_0$ 为临界角,  $V_1$ 和 $V_2$ 分别为单层地壳界面上下方的 $P$ 波速度;  $H$ 为地壳厚度;  $\Delta_1$ 和 $\Delta_2$ 分别为 $S_1$ 和 $S_2$ 两台的震中距;  $\Delta t'$ 中包括波速异常引起的到达 $S_1$ 台的走时差。于是, 我们就可以从(1)、(3)和(2)、(4)式得到 $S_1$ 和 $S_2$ 两台各自的走时残差:

$$\Delta t_1 = t'_1 - t'_2 = \Delta t' - \delta t_0 + \frac{\delta h}{V_1} \cos i_0 \quad (5)$$

$$\Delta t_2 = t'_2 - t'_1 = -\delta t_0 + \frac{\delta h}{V_1} \cos i_0 \quad (6)$$

最后, 我们从(5)、(6)式得到两台的残差之差:

$$\Delta t' = \Delta t_1 - \Delta t_2 \quad (7)$$

设误差为 $\delta t$ , 则由波速变化引起的残差值应为:

$$\Delta t = \Delta t' \pm \delta t \quad (8)$$

在一般情况下, 偶然误差主要由识图偏差和震中定位不准所引起; 台差高差和 $P_0$ 波行进路径的不同、 $V_2$ 的差别及地壳底面的非水平状态等引起的系统误差, 也包括在 $\delta t$ 内。幸而我们需要的是残差值随时间的变化, 系统误差对我们并不重要。对于误差为11—20公里的震中所产生的走时误差约为0.2秒; 对于清楚的 $P_0$ 波到时, 识图偏差所产生的走时误差不超过0.6秒。这样, 残差值的偶然误差一般不超过 $\pm 0.8$ 秒〔•〕。

### 三、松潘——平武地震前某些台站的P<sub>n</sub>波走时异常

我们选用松潘、郫县、茂汶和平武台在松潘地震前，对于四川马边和云南永善（称I<sup>\*</sup>区）；四川九龙、盐源、木里和云南宁蒗等区（称II<sup>\*</sup>区）的地震（图2），取其清楚的P<sub>n</sub>波到时，做出松潘、郫县台残差如图3。

由于郫县、茂汶、平武建台较晚，1974年以后才有可用资料，做为正常值，只能从震后不多的资料粗略估计。对于松潘——平武和松潘——茂汶，取基值 $\Delta t^{\circ} = 0.6$ 秒；对于松潘——郫县，取 $\Delta t^{\circ} = 0.6$ 秒；对于郫县——平武和郫县——茂汶，取 $\Delta t^{\circ} = 0.0$ 秒。根据基值就可计算出各自的最大异常幅度：

$$\begin{aligned} \text{松潘} - \begin{cases} \text{平武} \\ \text{茂汶} \end{cases} & \Delta t_m = 3.0 \text{秒} \\ \text{松潘} - \text{郫县} & \Delta t_m = 1.9 \text{秒} \\ \text{郫县} - \begin{cases} \text{平武} \\ \text{茂汶} \end{cases} & \Delta t_m = 1.1 \text{秒} \end{aligned}$$

从图3可以看出，异常大体从1975年初开始恢复，发震时已基本恢复到基值。对于上述P<sub>n</sub>波走时异常我们分析如下。

如前所述，P<sub>n</sub>波走时残差方法假定由震中至各台站的射线沿地壳底部滑行的速度相同。这一点只要所用地震震中至各台站的张角不大就可基本保证。松潘、平武、郫县和茂汶四个台站，对I<sup>\*</sup>区和II<sup>\*</sup>区地震震中范围的张角均小于30度，因此，上述要求基本满足。由于该方法是取两台的残差之差，差值内已经消除了至最近台站的波射线折射入地壳内之前，在地壳底部滑行路径上的波速变化，所以，残差值主要反映台站附近地壳内的波速变化。

在图3中，和松潘台比较，我们可以说在茂汶和平武台南部几十公里的范围，地壳内P波速度变化很小，也可能没有变化；而郫县台南部则有清楚的异常显示。考虑到图3中II<sup>\*</sup>区资料较多，因此，该结果与冯德益等人[1]的松潘地震前波速比(r)的异常范围是不矛盾的：平武台在异常区之外，茂汶台在明显异常区的边缘，而郫县台在明显异常区之内。但是，和波速比的异常情况不同，在明显波速比异常区之外的松潘台却有很大幅度的P<sub>n</sub>波走时残差异常。其实波速比异常和P<sub>n</sub>波走时残差异常之间的差别并不难理解，我们知道，波速比异常区之内发生的地震，震源深度绝大多数在0——20公里之间，对于震中距在几十公里至一、二百公里的台站来说，直达波射线可以通过很长距离的浅部波速异常区，波速比方法能够容易地检测出这种异常；而P<sub>n</sub>波射线是从地壳底部折射入地壳后到达台站的，该射线的

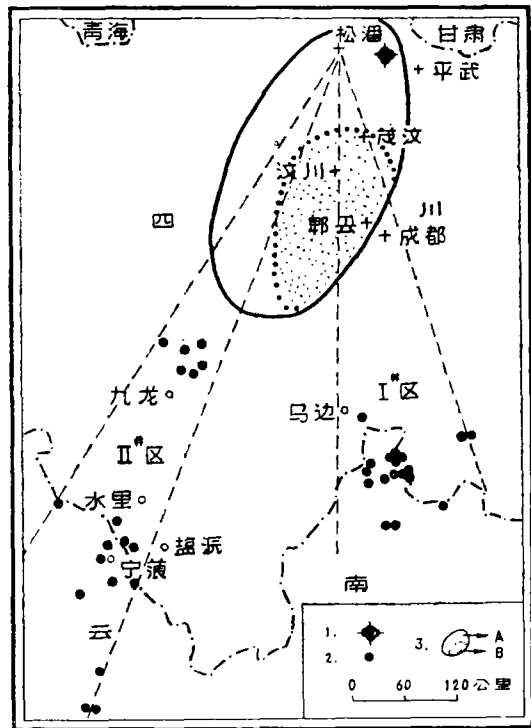


图2 台站和震中分布图

- 1. 松潘震群
- 2. I<sup>\*</sup>, II<sup>\*</sup>区内部分中强震震中
- 3. A松潘地震前波速比异常区B明显异常区[C1]

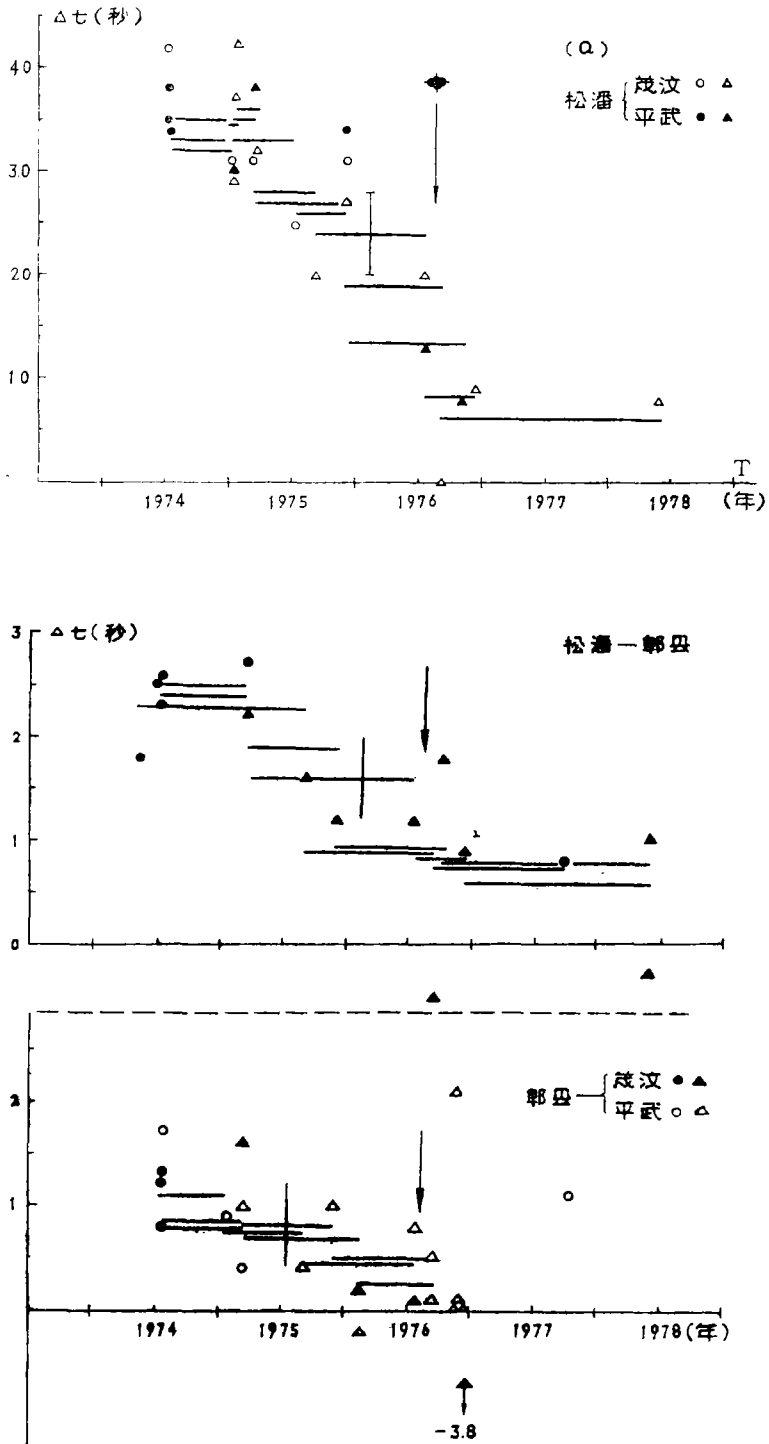


图3 P<sub>n</sub>波走时残差( $\Delta t$ )随时间的变化

圆号表示来自I<sup>\*</sup>区的地震,三角号表示来自II<sup>\*</sup>区的地震;图中横线表示4个残差值的滑动平均值,它的长度表示该4个残差值的时间范围,竖线表示滑动平均值的最大均方根差,箭头表示松潘地震时间

出射角较直达波要小得多。所以,对于浅部范围的波速异常区来说, $P_n$ 波残差异常就没有波速比异常那样明显。但是,如果地壳内 $P$ 波速度异常区较厚甚至地壳底部附近也发生了异常的话, $P_n$ 波残差方法就可以检测出较大幅度的异常。根据这种认识,我们认为松潘台高达3.0秒的 $P_n$ 波走时残差异常,可能是由于深部原因所致。事实上,浅层内如此大的波速变化也是难以令人置信的。

#### 四、讨 论

如上所说,造成震前的 $P_n$ 波走时残差异常可能有来自深部的因素。日本学者飯塚進<sup>[2]</sup>认为,在地壳下部和上地幔顶部,温度和压力都接近玄武岩熔解的条件,处于不十分稳定的状态,一旦环境稍有变化,岩石就可能熔解、部分熔解或相变。熔解之后的岩浆挤压周围的岩石,使得在非常广泛的范围内产生微破裂,产生膨胀( $V_p$ 或 $V_s/V_p$ 下降)。开始时,这种发生在深部的变化可能对地壳表层影响不大,但随着熔岩流带着热量沿断裂、裂缝或地壳的软弱部分上涌和扩展,也就造成了上部和邻近地区的异常,并且随着岩浆或水流入裂缝一部分固结,异常逐渐恢复。

大地电磁测深资料<sup>[4]</sup>表明,“我国南北地震带北段的地壳中部普遍存在一个异常低阻层,”这一层的“最合理的解释是,在地壳中部比较合理的温度和压力条件下发生了某些矿物的热脱水反应,导致了该层内导电机制由半导体离子导电向电介质导电转变。热脱水反应得以进行要求该处有适当的高温,即较高的地幔热流”。假定地表热流值为 $2.6 \times 10^{-6}$ 卡/厘米<sup>2</sup>·秒,地壳深度为50公里,根据早川<sup>[8]</sup>的计算,则在地壳底至上地幔顶部的温度将超过玄武岩的熔解温度,并且由于震前震源体的膨胀,地壳底部将有一压力减小使局部熔解得以发生。因此,松潘——平武震源区内的地壳介面附近,出现局部熔解的条件是可能具备的。

在我们所用的四个台中,松潘台的异常最大,而且所使用的地震都位于南部(图2),异常本身应代表松潘台南部地壳和上地幔顶部波速的减低。考虑到重力在汶川-迭溪的正异常(图4、资料引自四川地震战线1978年第二期)和松潘台水氡异常(图5、资料引自兰州地震研究所综合室水化组)及波速比<sup>[5]</sup>异常的开始时间,我们假定1974年以前的某个时间,大形体由松潘地震震中至汶川、茂汶一线以西某个区域内,在地壳介面附近发生局部熔解,形成熔岩流,并逐渐扩展上涌,使下部地壳出现波速异常。大约在1974年底前后,异常达到地壳上部,随后就以固结及水流入裂缝,异常恢复为主。

在岩浆上涌和固结期间,重力值明显上升,并由于裂缝丛集,岩石及水温提高,泉水中的氡含量也理应增高。大约在1975年初,速度异常达到地壳上层而停止发展,这时 $P_n$ 波走时残差呈现极大值。随后固结占优势,周围水流入裂缝的速度提高,速度异常开始恢复,而水氡含量却反而更高。在整个过程中,由于始终存在膨胀,所以地表也应有相应升高。另

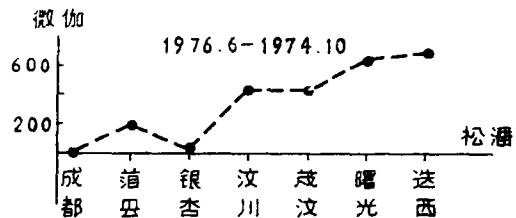


图4 震前重力段差变化图

外, 由于岩浆上涌, 地壳内岩石电阻率可能会普遍降低, 这与大地测电磁深所观测到的松潘地震孕震期间地震区异常低阻层变厚的现象〔\*〕是一致的。

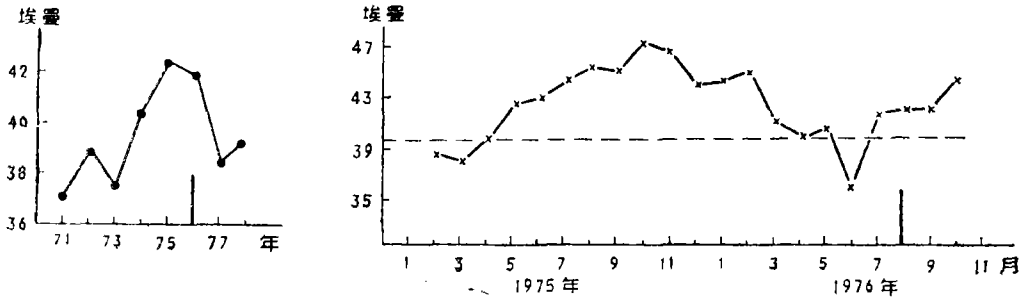


图5 松潘台水氡异常

应该指出, 根据目前的认识, 一个大的地震, 积累能量的空间也相应的大。但是地壳并非均匀, 局部地区物质性质和应力作用方式等因素对某种岩石物理量的影响, 都很难确切地描述。因此, 即便对同一个地震, 形成包括波速异常在内的各种异常的原因可能并非单一, 企图用一种简单模式完满地解释各种甚至一种地震前兆几乎是不可能的。尽管我们指出松潘地震震源区内地壳介面附近出现局部熔解的条件是可能具备的, 并应用这一模式能够较好地解释重力、水氡等前兆异常, 但也只能认为仅仅是造成P<sub>n</sub>波走时残差异常的一个可能的因素(见图6)。

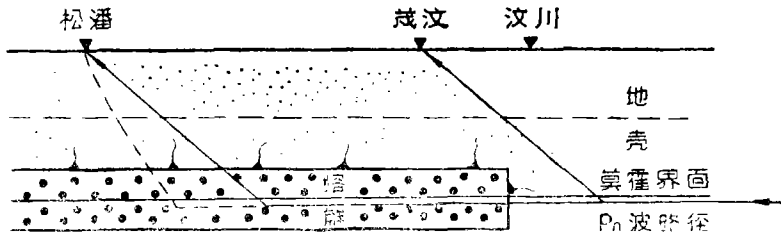


图6 P<sub>n</sub>波走时异常形成过程示意图

实线表示正常情况下的波射线, 虚线表示假定的异常波射线

松潘两次7.2级地震的震源机制结果表明, 主压应力轴的仰角为6度, 接近于水平; 张应力轴仰角为72度, 接近于垂直〔\*\*〕。如果把它们看作震前的应力作用方式, 那么, 地壳表层至某个深度范围内出现显著扩容以及水的流动等因素, 在形成大范围P波速度异常和异常恢复的过程中, 都可能起着不容忽视的作用。因此, 松潘——平武地震前的波速异常至少是由两种原因引起的: 一是部分地区地壳介面附近物质的上涌; 二是在水平压应力和垂直张应力作用下, 地壳内特别是上部地壳内的扩容。

〔\*〕兰州地震研究所大地电磁测深组 地震孕育发生过程中震源区附近地下介质电性变化特征1978年成果报告(铅印)

〔\*\*〕陈天长等 松潘、平武地震的地震活动特征四川地震战线 1978年第1期

顺便说明, 由于我们所谓的P<sub>n</sub>波走时异常是指两个台站的走时残差之差, 因此, 我们还不能说平武、茂汶等台接收到的P<sub>n</sub>波绝对没有通过异常区, 而是和松潘台比较, 地壳内和上地幔顶部的异常对前者的影响要小得多而已。由于台站的组合方式还不能确定该异常值的大小, 以及台站分布的限制, 尚不能确定松潘大震前P波速异常的空间范围。

在收集本文中所用资料时, 四川省地震局有关同志给予了大力协助, 作者在此表示感谢。

#### 参 考 文 献

- [ 1 ] 冯德益等, 波速异常区时空特征的某些研究, 西北地震学报, 第一卷第一期。
- [ 2 ] 飯塚進, 地震, 第29卷第4号第365页。
- [ 3 ] 早川正己, 飯塚進, 地震, 第29卷第4号第339页。
- [ 4 ] 林长佑, 大震孕震物理过程的初步探讨, 西北地震学报, 第一卷第三期。