

波速异常区时空特性的某些研究

冯德益 顾瑾平 盛国英

(国家地震局兰州地震研究所)

目前,国内外对地震前是否存在波速异常还有不同的看法,关于波速异常的物理解释问题也还有种种不同的观点。为了进一步辨明究竟那些看法或那些观点更有依据,必须继续深入研究波速异常的各种特性,尤其是异常区的一些特性。文献〔3〕中曾对波速异常区的某些特性作过研究。本文着重探索波速异常区的时空特性,主要是波速异常区的空间分布及其随时间的变化与发展。根据所得的结果,对波速异常的观测范围及其物理解释等问题作了某些初步讨论。

一、波速异常区的空间分布特性

波速异常区空间分布的一个主要特性是:异常区往往偏于主震震中的某一侧,亦即主震震中一般在异常区的边缘部位。这一特性在〔1, 3〕中都曾指出过。不仅如此,主震震中往往还在波速出现明显大幅度异常的区域之外,有时甚至相距较远。图1上给出了几个实际例子,在波速异常区内还可大致画出一个异常最明显的小区,主震震中都在小区之外。1976年8月松潘——平武7.2级地震前波速明显异常的小区在主震震中南面,如图2所示。

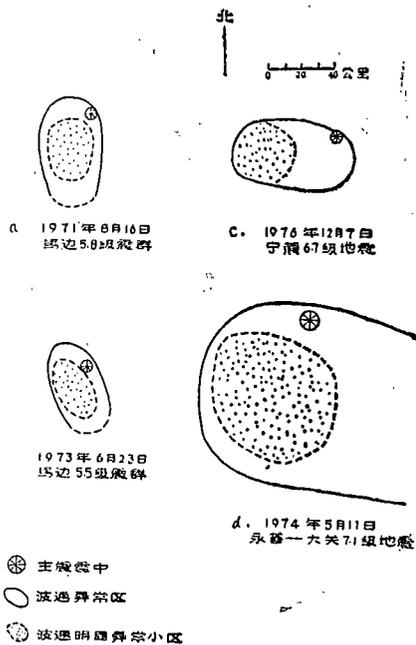


图1 我国西部地区一些地震前波速异常区及明显异常小区大致范围

波速异常区处于主震震中某一侧的特性反映了其极端不对称性。实际观测结果表明,其它一些地震前兆现象也往往呈现出类似的不对称性。例如,1976年8月四川松潘——平武7.2级地震前,主震震中南面直到汶川、灌县一带的大面积内多种前兆出现较明显的异常,而北面相邻的武都地区前兆异常现象却不太明显(个别手段除外)。附带指出,就从余震分布情况来看,主震震中一般也都不在余震区的中心部位,而往往偏于某一边缘。前兆异常(包括波速异常)的不对称性既可能与孕震区介质的局部不均匀性有关,也可能与区域性应力场的分布特征及震源孕育过程的特性有关。

由于波速异常在空间分布上的不对称性，加之波速变化本身还可能强烈地依赖于应力作用方向或裂隙展布方向，故地面上观测到的波速异常应呈现出明显的方向性效应，即是说，在离主震同样的距离处，不同方向上的观测结果可能有较大差别。下面我们就以松潘——平武7.2级地震前某些“单台波速比”及“双台仿和达图”的实际观测结果来说明这种方向性效应的存在。

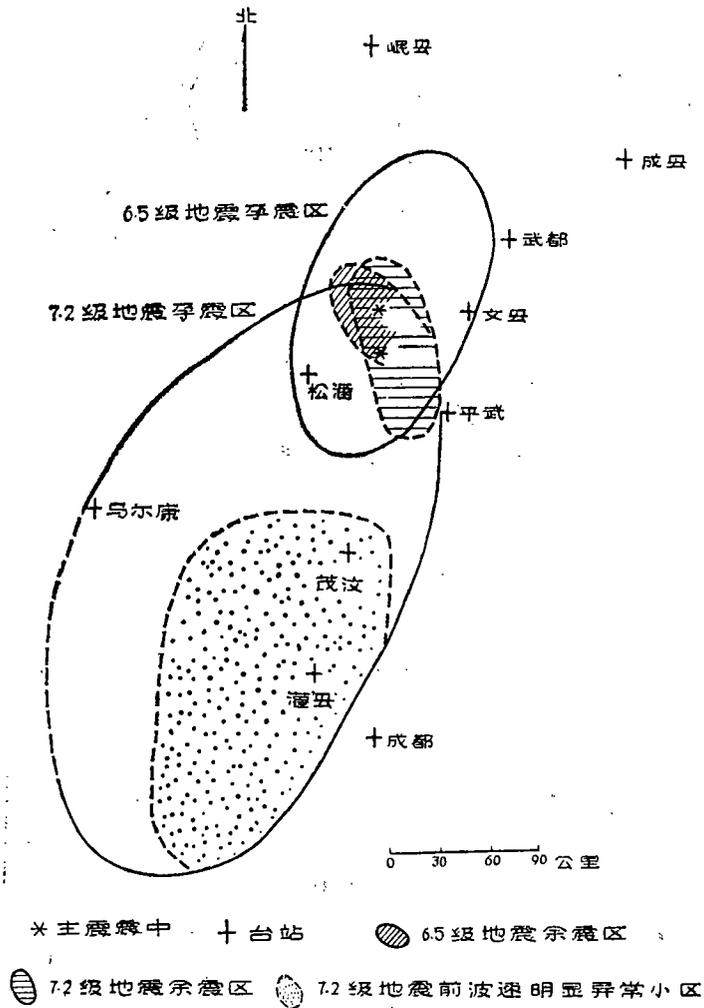


图2 松潘——南坪6.5级地震孕震区及松潘—平武7.2级地震孕震区

所谓“单台波速比”是指以某一单台观测到的 \bar{S} 、 \bar{P} 波到时 t_{si} 、 t_{pi} 为基础，按下式算出的波速比：

$$\gamma_i = \frac{V_{pi}}{V_{si}} = \frac{t_{si} - t_{pi}}{t_{pi} - t_0} + 1, \quad (1)$$

式中 t_0 为根据多台资料综合求得的发震时刻。取近似呈北东东方向的松潘、武都、成县三台为甲组，近似呈北西方向的文县、武都、岷县三台为乙组（各台位置见图2），分别对各组求松潘、平武、南坪地区小地震的单台波速比的平均值 $\bar{\gamma}$ ，便可得出7.2级

强地震前 $\bar{\gamma}$ 随时间的变化,如图3所示。由图3可以看出,甲组的 $\bar{\gamma}$ 异常较为明显,其最小值为 $\bar{\gamma} = 1.515$,乙组的异常不太明显,其最小值仅为 $\bar{\gamma} = 1.655$ 。若以正常值 $\bar{\gamma} = 1.73 \pm 0.05$ 为准,取低于1.68的点求出相对于1.73的平均异常幅度,则甲组的平均异常幅度为14%,乙组仅为7%。可见甲、乙两个方向上的观测结果差别较大。

波在震源到两个台站之间传播路径上的速度差异可通过作“双台仿和达图”来讨论。以 $\delta t_p = t_{p2} - t_{p1}$ 为横轴, $\delta(\Delta t) = \Delta t_2 - \Delta t_1$ 为纵轴(Δt_i 表示第*i*台记到的 \bar{S} 、 \bar{P} 波到时差, $i = 1, 2$),把各次地震对应的点子描在图上,即可得到我们所说的双台仿和达图。若波在传播途径中其速度比 V_p/V_s 变化不大,则仿和达图接近于一条通过坐标原点的直线,其斜率对应着双台波速比的平均值;若波通过了一定距离的波速比异常区,则仿和达图将要发生一定的变化。图4上给出松潘——平武7.2级地震前两个时间段内不同方向的几个台站分别与松潘台组成的双台仿和达图,各台的位置见图2。第一个时间段(1974年底以前)对应着松潘——南坪6.5级地震及其5级以上强余震活动之前的那一段异常时期,第二个时间段对应着在此之后直到7.2级主震前的那一段异常时期。由图4可以看出,在震中距大致相近的情况下,不同方向上的台站与松潘台组成的双台仿和达图有一定的差异,且在不同时间段上异常情况各不相同(如图中的文县——松潘、平武——松潘两组以及成县——松潘、岷县——松潘两组都对对应着大致相同的震中距)。

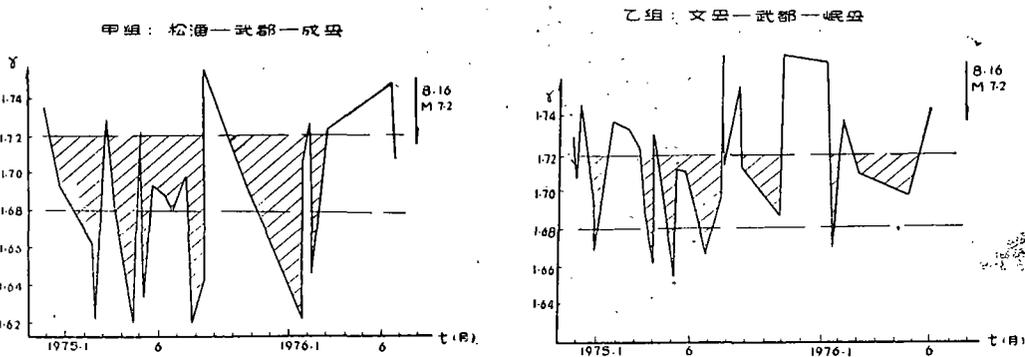


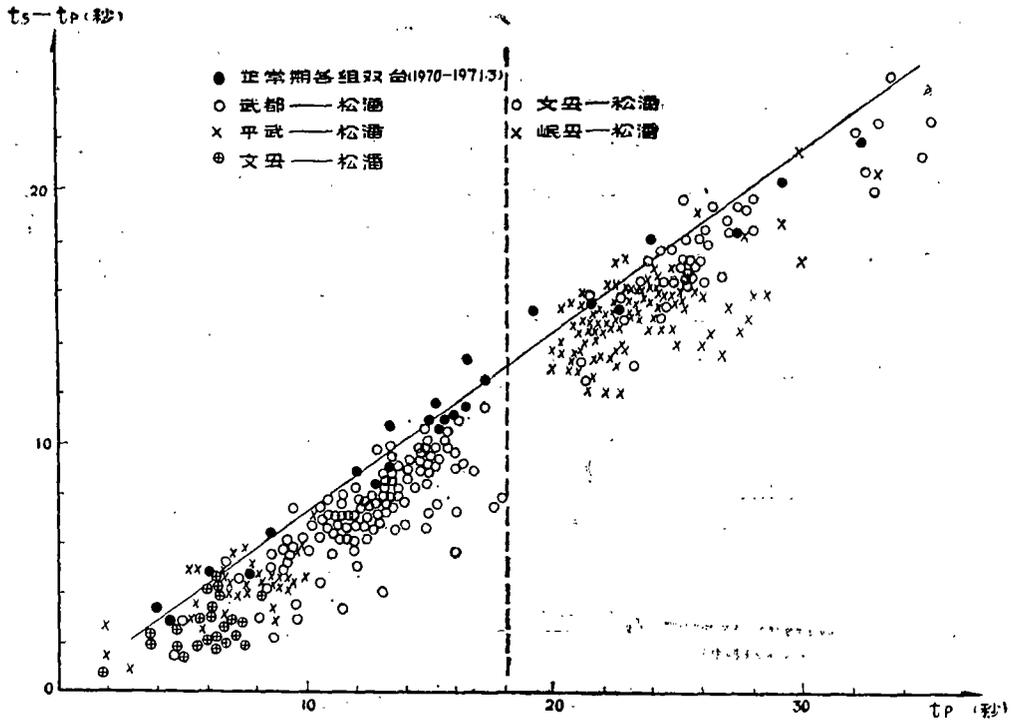
图3 松潘——平武7.2级地震前两组单台平均波速比随时间的变化

波速异常的方向性效应还可以通过作波阵面变化图或走时变化分布图来证实,这方面的结果可参看[3]。

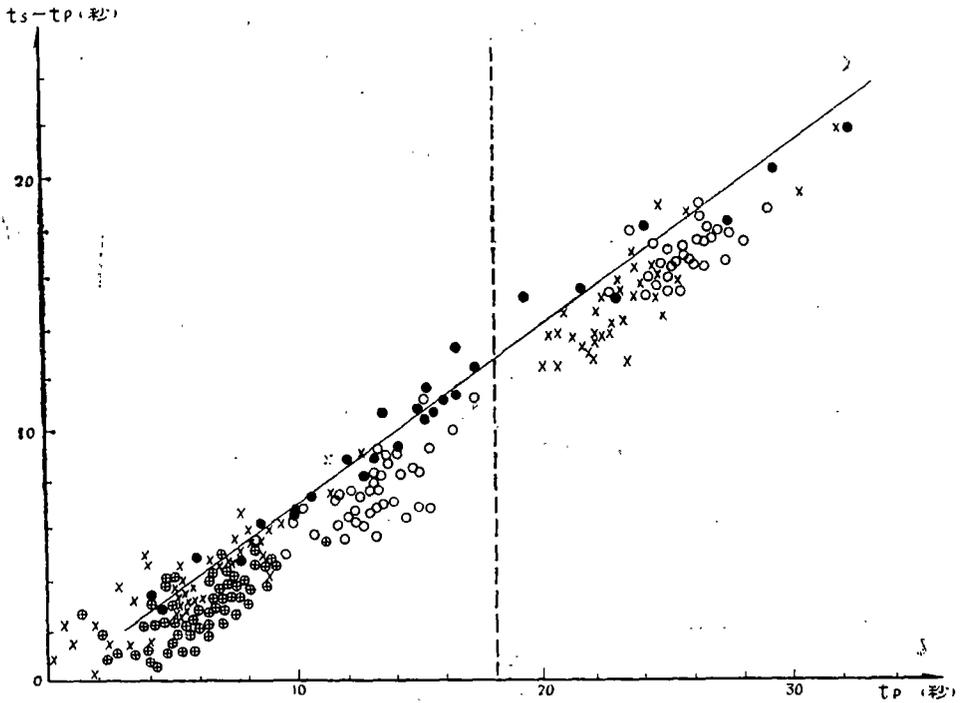
二、波速异常区的变化与发展

探索波速异常区随时间的变化,无论对于地震前兆的研究,还是对于震源孕育过程的研究,都是很有意义的。这里我们介绍一种以双台波速比为基础确定等效异常区范围的方法,此方法也可以用来研究波速异常区随时间的变化与发展。

为简单起见,我们假定异常区与外围正常区都是均匀介质,中间由一突变界面分开,区内波速比为 γ_1 ,区外波速比为 γ_2 ($\gamma_1 < \gamma_2$)。显然,这种简单模型只是波速异常区的一个“等效模型”,因为异常区内的波速比一般都不会是均匀的,而且也不可能存



a. 1971年3月—1974年12月



b. 1975年1月—1976年7月 (符号同图a)

图4 松潘—平武7.2级地震前两个异常阶段上不同双台的仿和达图

在突变型分界面〔3〕。

对于这一简单模型很容易导出：

$$\Delta t = T_{pa}(\gamma_1 - 1) + T_{pn}(\gamma_2 - 1), \quad (2)$$

$$\delta(\Delta t) = (\gamma_1 - 1)\delta T_{pa} + (\gamma_2 - 1)\delta T_{pn}, \quad (2, a)$$

式中 T_{pa} 为 \bar{P} 波通过异常区的走时， T_{pn} 为 \bar{P} 波通过正常区的走时，台站记到的整个 \bar{P} 波走时为 $T_p = T_{pa} + T_{pn}$ ；同样， $\delta T_{pa} = T_{pa_2} - T_{pa_1}$ 以及 $\delta T_{pn} = T_{pn_2} - T_{pn_1}$ 分别表示 \bar{P} 波传到 S_2 、 S_1 台所通过的异常区途径上的走时差及正常区途径上的走时差。将 $\delta T_{pn} = \delta T_p - \delta T_{pa}$ 代入(2, a)，即可得出：

$$\delta T_{pa} = \frac{(\gamma_2 - 1)\delta T_p - \delta(\Delta t)}{\gamma_2 - \gamma_1}, \quad (3)$$

或者

$$\delta T_{pa} = \frac{\gamma_2 - \gamma^*}{\gamma_2 - \gamma_1} \delta T_p, \quad (3, a)$$

式中 γ^* 为由 S_2 、 S_1 台求出的双台波速比：

$$\gamma^* = 1 + \frac{\delta(\Delta t)}{\delta T_p} = 1 + \frac{\Delta t_2 - \Delta t_1}{T_{p_2} - T_{p_1}}.$$

设 S_1 台处于波速异常区内部，且波由该区内的小震震源到 S_1 台之间全部通过异常区，则波由震源到 S_2 台之间通过异常区的距离为： $l_2 = l_1 + \delta T_{pa} \cdot V_{p_1}$ ， l_1 为小震震源到 S_1 台之间的距离， V_{p_1} 为异常区内的P波速度， δT_{pa} 由(3)或(3, a)式算出。自震中到 S_2 台引一线段 l_2 ，即为该途径上的等效异常射线段(震源深度一般可以忽略)。取不同方向上的若干台站作为 S_2 台，并利用异常区内发生的多次小地震的地震波到时资料，可作出一系列等效异常射线段，从而画出等效波速异常区的大致范围；对不同时间段依次画出这样的范围，就可以探索等效波速异常区的变化与发展。图5上给出了用这种方法得出的1976年11月7日盐源——宁蒭6.7级地震前等效波速异常区在不同时间段上的变化与发展。若把不同时间段上的等效异常射线段合并在一起综合考虑，则可得出此次6.7级地震前平均等效波速异常区的大致范围，如图6所示。在计算 δT_{pa} 时，按以往得出的结果〔2〕，可取 $\gamma_2 - \gamma_1 = 0.1$ ， $V_p = 5.5$ 公里/秒，正常值 γ_2 则取成正常期内的波速比平均值。根据图5所示的不同时期的等效波速异常区的大致范围，可得出盐源——宁蒭6.7级地震前等效波速异常区最大线度 l 随时间的变化，详见图7。

由图5、图7可以看出：在孕震初期的1969年9月到1970年初，等效波速异常区范围迅速扩大，1970年4月已达到极限范围，以后只有小规模的变化；在孕震后期，1975年3—5月，该等效异常区范围略有增加，然后急剧减小，但在震前的1976年10月，等效异常区范围又突然增大，同年11月4日，异常区再度减小，于11月7日发生了6.7级主震。等效波速异常区的上述变化显示出两个重要的特点：(1)初期迅速扩大到极限范围；(2)后期有一个缩小一再扩大一再缩小的过程。与此相对应的是，由多台资料按和达图求出的平均波速比在异常初期迅速下降到明显低值，而在异常后期，当平均波速比恢复到正常值之后，还可以再度出现低值并呈起伏性变化。震前平均波速比的这些变化特性，已在其它很多震例中观测到，如文献〔1,2〕中给出的一些例子以及1976年松潘——平

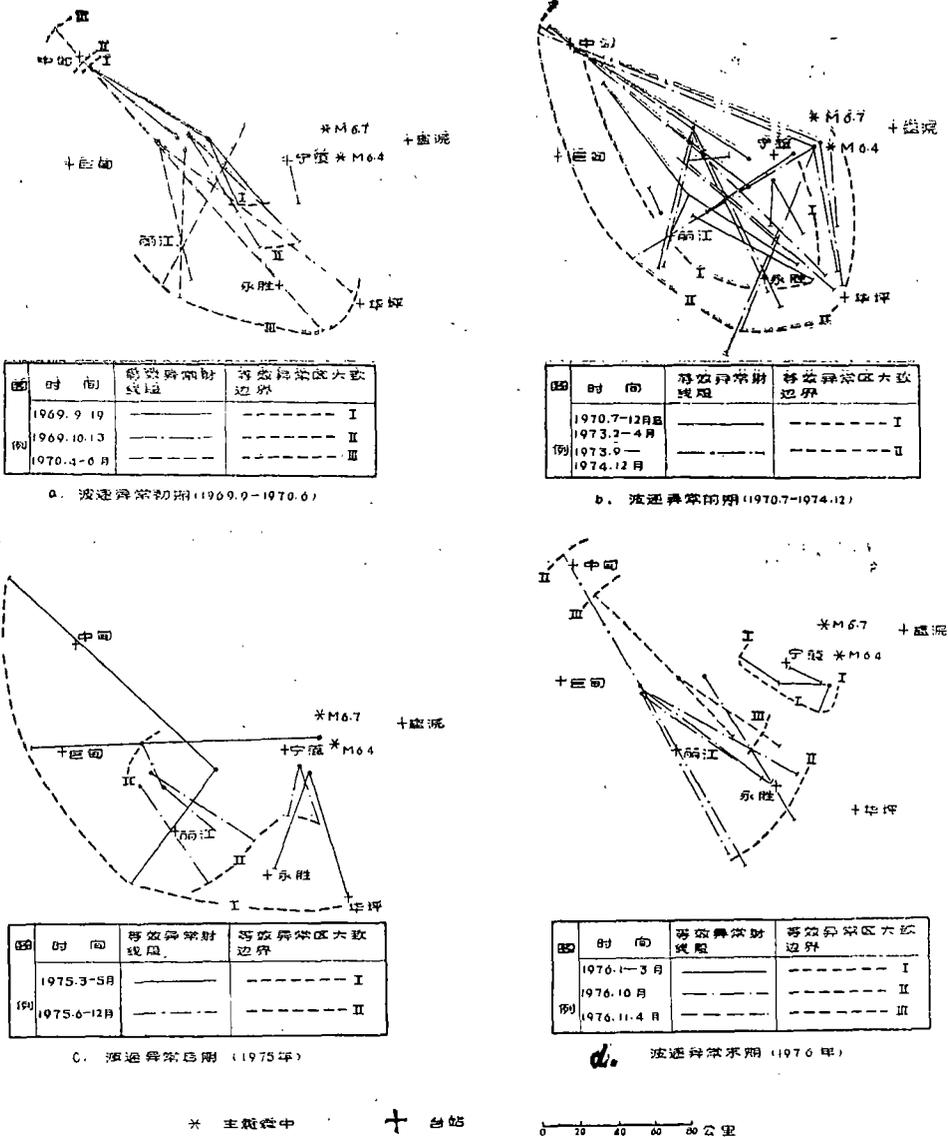


图 5 1976年11月7日盐源—宁蒗6.7级地震前等效波速异常区的变化与发展

武7.2级地震等。盐源—宁蒗6.7级地震前平均波速比随时间的变化过程与图7所示的等效异常区最大线度 l 随时间的变化定性上相符，此处不再详细介绍。另外，这次地震前和达曲线曲率系数 β 的变化也与等效异常区最大线度 l 的变化大致同步（见〔4〕中的图8）。

由图6得出，盐源—宁蒗6.7级地震前等效波速异常区近似呈椭圆形，其长半轴 $a=90$ 公里，短半轴 $b=55$ 公里，基本上符合文献〔3〕中得出的经验关系式。

当一个地区连续发生几次较大地震时，还可能出现波速异常区的叠加与迁移现象，使异常区的变化与发展过程更为复杂。例如，1973年8月松潘—南坪6.7级地震前，波速比异常于1971年9月左右首先出现在图2上的北区及中区；此时南区波速比虽有下降

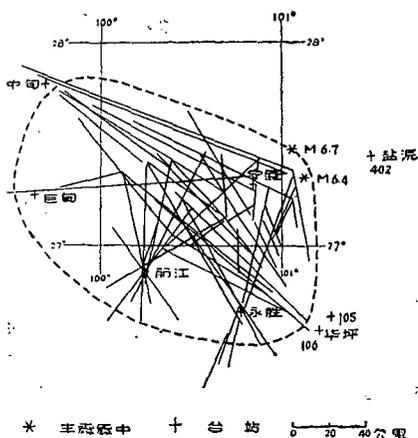


图6 1976年11月7日盐源—宁蒗6.7级地震前波速异常区大致范围

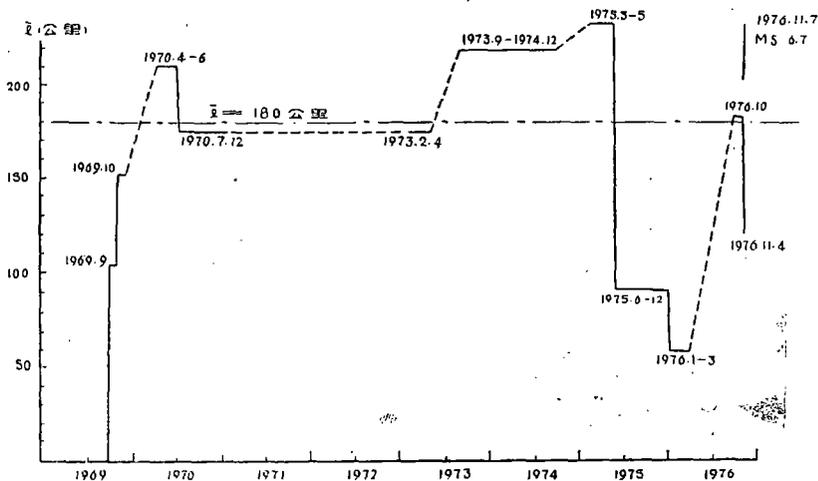


图7 1976年11月7日盐源—宁蒗6.7级地震前等效波速异常区最大线度l随时间的变化

趋势，但下降得极为缓慢，直到次年9月左右南区才出现明显的波速比异常。在1973年8月6.5级地震及1974年1月、11月两次5.7级强余震之后，从1975年开始，北区波速比基本恢复，中区继续异常，南区异常更为明显，直到1976年7月以后才迅速恢复，结果于同年8月发生了松潘—平武7.2级地震。因此，我们有理由把北区及中区视为6.5级地震的孕震区，中区及南区视为7.2级地震的孕震区；即波速异常由北区发展到南区，而中区为共同区或重叠区。

三、讨 论

1. 关于波速异常的观测范围

从上面对波速异常区时空特性所得的初步研究结果，我们可以看出，由于异常区具

有不对称性及方向性效应,波速异常也就有一定的观测范围及一定的优势显示方向,即是说,在某些地区或某些方向上可观测到明显的波速异常,而在另一些地区或另一些方向上则只能观测到微弱的波速异常甚至观测不到波速异常。为了进一步说明这点,我们对一个简单的异常区理论模型作了计算。

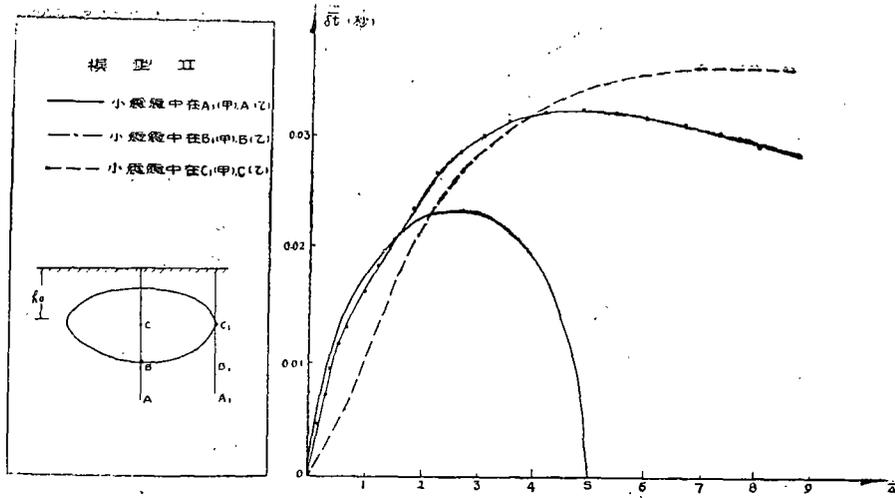
设波速异常区的剖面为一椭圆,其长半轴与短半轴之比为 $\frac{a}{c} = 2$,椭圆中心在地下深度 h_0 处;区内的P波速度为 $V_{P_1} = 5.5$ 公里/秒,区外的正常P波速度为 $V_{P_2} = 6.0$ 公里/秒。首先假定 $h_0 = c$,即椭圆与地面相切。若在椭圆区内或其附近发生了小震,即可算出地面一定震中距 Δ 处观测到的P波走时残差 $\delta t = l \left(\frac{1}{V_{P_1}} - \frac{1}{V_{P_2}} \right)$, l 为波在异常区内所经过的距离。为绘图方便起见,取 $\bar{\Delta} = \frac{\Delta}{h_0}$, $\bar{\delta t} = \frac{\delta t}{h_0}$,并作 $(\bar{\delta t}, \bar{\Delta})$ 变化图。此处考虑两种简单情况:(1)小震震源在通过椭圆中心的铅垂线上变化;(2)小震震源在通过椭圆端点的铅垂线上变化。当小震震源深度分别为 $h_0, 2h_0, 3h_0$ 时,这两种情况对应的P波走时残差 $\bar{\delta t}$ 随无量纲震中距 $\bar{\Delta} = \frac{\Delta}{h_0}$ 的变化曲线如图8b所示。由图8b可以看出:(一)当小震震中位于通过异常区中心的铅垂线上时, $(\bar{\delta t}, \bar{\Delta})$ 曲线与震中呈对称,在震中处可观测到 $\bar{\delta t}$ 的局部极小值,小震震源愈深,可观测到波速异常的震中距范围愈小;(二)当小震震中位于通过异常区端点的铅垂线上时,仅在震中的一侧可观测到波速异常,另一例完全观测不到,而在可观测到波速异常的那一侧,随着小震震源深度的不同,异常幅度最大的观测点或在一定的震中距上,或在无穷远处,且震源深度愈大,可观测到波速异常的震中距范围愈小。图8a给出的是 $h_0 > c$,即异常区未达到地面的情况,其结果定性上与图8b的情况相似。

据本文前面所述的结果,主震震中一般都在波速异常区的边缘部位,若仅取主震震中附近的小地震来观测波速异常,就会得出接近于图8a或图8b上的小震震源位于通过异常区端点的铅垂线上那样的情况。此时只能在异常区展布的那一侧观测到波速异常,另一侧观测不到或难于观测到;并且明显的波速异常并不出现在震中附近地区,而是出现在一定的震中距上,甚至可能距震中较远。

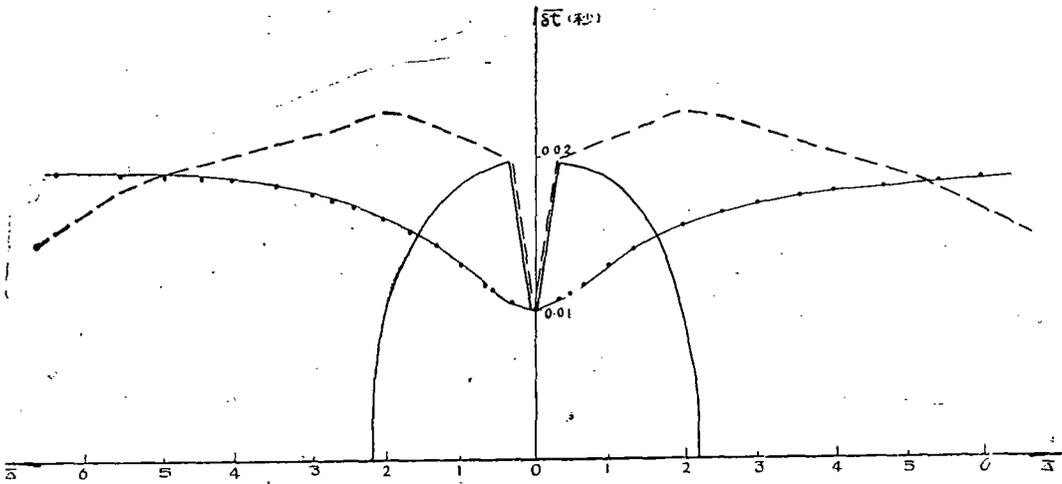
目前,国外一些作者报导了未观测到前兆波速异常的震例。认真研究一下就可发现,这些作者往往只是进行了某一个方向上的观测,而且把注意力仅仅局限在主震震中附近的局部地区。例如,博尔特的一项否定波速异常的研究结果就是这样〔6〕。从我们的上述实际观测结果与初步分析看来,这种局限于主震震中附近的单方向的观测方法是不容易发现波速异常的,因而很可能导致否定的结果。

2. 关于波速异常的物理解释

据我们对波速异常区时空变化所得的以上初步研究结果,国外提出的扩容一流体扩散模式〔7〕及裂隙串通模式〔8〕都难以解释波速异常的有关特性。例如,主震震中在波速异常区的边缘,波速异常最明显的地区可能离主震震中有一定距离,在波速异常后期异常区还可能出现如图5、图7所示的急剧缩小一再扩大一再缩小的过程,这些都是国外提出的两种主要模式所难以解释的。拿扩容一流体扩散模式来说,它要求主震震中在异



甲、小震震中在通过异常区端点的铅垂线上的情况

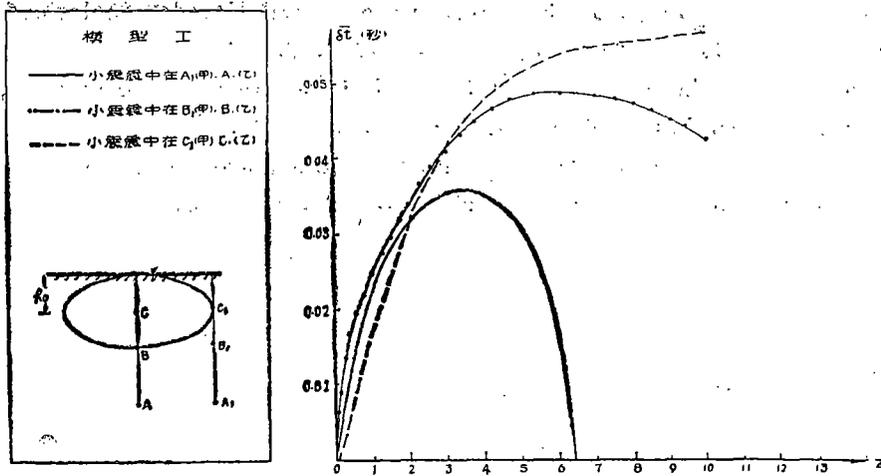


乙、小震震中在通过异常区中心的铅垂线上的情况

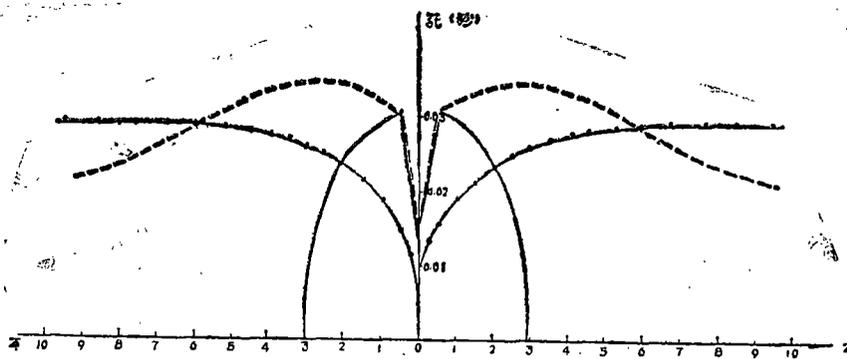
图 8 a 完全在地下的椭圆形异常区对应的P波走时残差随震中距的变化

常区的中心部位，并且要求波速异常区逐渐缩小，其变化速度不能超过水流进裂隙的平均速度；特别是这种模式不允许波速异常区有快速的缩小一再扩大一再缩小的起伏变化。裂隙串通模式也难以解释波速异常区的极端不对称等特性。

看来，波速异常的时空分布特性可初步用郭增建等同志提出的组合模式^[5]来解释。此模式假定震源由应力积累单元和其两端的调整单元组合而成，其中调整单元是蠕滑断层。由于应力在积累单元的端部附近集中引起岩体内出现大量裂隙，从而导致波速异常的出现，此时异常区应在主震震中的一侧。至于波速异常区在后期的快速缩小一再扩大一再缩小的起伏变化，则可用积累单元在震前的予滑来解释，予滑可导致应力松弛、裂隙闭合、波速回升，予滑停止后又可再次形成应力集中并导致波速重新出现异常。由图 7 可以看出，宁夏 6.7 级地震前震源区可能出现过两次予滑：第一次予滑较为缓慢，大



甲、小震震中在通过异常区端点的铅垂线上的情况



乙、小震震中在通过异常区中心的铅垂线上的情况

图 8 b 与地面相切的椭圆形异常区对应的P波走时残差随震中距的变化

约发生在1975年下半年到1976年初；第二次予滑是临震前（1976年11月初）发生的，速度较快，可能对应着临震异常。关于震源孕育过程的详细情况以及波速异常时空特性的进一步解释方法，有待继续深入研究。

参 考 文 献

1. 冯德益, 1974年5月云南省永善——大关7.1级强震前波速比的异常变化, 地球物理学报, 18, 4, 1975.
2. 冯德益、郑斯华、盛国英等, 我国西部地区一些强震及中强震前后波速异常的初步研究(一)——波速比异常, 地球物理学报, 19, 3, 1976.
3. 冯德益、王周元、顾瑾平、盛国英、高世磊, 我国西部地区一些强震及中强震前后波速异常的初步研究(二)——波速异常区及其特性, 地球物理学报, 20, 2, 1977.
4. 冯德益、顾瑾平、王周元、盛国英、罗瑞铭、李克龙, 我国西部地区一些强震及中强震前后波速异常的初步研究(三)——和达曲线的曲率变化, 地球物理学报, 21, 4, 1978.
5. 郭增建、秦保燕等, 震源孕育模式的初步讨论, 地球物理学报, 16, 1973.

6. B.A. Bolt, Constancy of P travel time from Nevada explosions to Oroville dam station 1970—1976, BSSA, 1977, V67, N1.

7. Amos Nur, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of t_s/t_p travel times, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 5, 1972.

8. В.И. Мячкин, и др., Основы физики очага и предвестники землетрясений, сб. "Физика очага землетрясений", М., «Наука», 1975.