第3卷 第2期

1981年6月 NORTHWESTERN SEISMOLOGICAL JOURNAL June, 1981

1973年马边地震前后波速比的 空间分布和异常变化

付征祥

(国家地震局分析预报中心)

在室内的岩石破裂实验中,曾多次观测到波速的各向异性。托切尔(D, Tocher)的结 果表明,平行压力方向波速的增加比垂直压力方向快得多。在某些情形下,差别大约超过 10%^[1]。1973年古普塔(I.N.Gupta)的实验认为P波速度下降的最大值发生在最小压 力轴方向上^[2]。1971年努尔(A.Nur)从理论上探讨了含裂缝的岩石中速度的各向异性问 题,指出在纯剪应力的作用下,速度的各向异性分布近似满足下述关系式^[3]:

$$\Delta V = \Delta V_0 sin 2\theta$$

式中 $\Delta V_0 > 0$ 时,相应于震前纯剪应力增加的情形。 θ 是方位角。 ΔV 表示观测的速度增量, $\Delta V > 0$ 表示波速增加, $\Delta V < 0$ 表示波速减小。

本文试图探讨1973年6月28日四川马边5.4级地震(103°.7E, 29.°0N, h=10公里) 前后,发生在两个不同区域上的小地震,由同一组台网记录的资料求得视速度比的差异。初 步研究结果表明,马边地震前6个月,震源区波速分布特征与震源机制有关,P波初动压缩 区是波速比下降区,在初动膨胀区波速几乎不变。

我们搜集到马边主震前后,位于主震以南约70公里范围内66个小地震资料,包括震中位置、震级、发震时刻以及直达纵横波(P,S)的到时等资料。还搜集到国内29个台站记录到马边主震初至P波的初动位移符号,在乌尔夫网上作出主震地震波的震源机制解(图1a),並把上述66个小地震的震中位置都投影到网上(图1b)。

图 2 给出马边主震和选用的小震震中位置及台站位置的平面图。

由位于主震震源区及其邻近的小震发出的地震波,射向各个方面的台站而被接收,在整 个路径上影响测量其速度的因素,至少有下述三个方面:①小震位于主震震源区的位置,此 处介质的特性和应力——应变状态,我们认为这是决定波速的最重要的部分,是我们所要求 了解的,②射向各个方向台站路径上介质性质的差异,③不同台站观测人员存在对钟的偏差 以及不同分析人员对震相识别的差异。后二方面的因素具有随机性,通过对大量资料的统计 处理,将会减小第二、三方面的影响,从而获得对震源区不同部位的速度差异的信息。

由于所研究小震震级较小,而且每一次小震不是被全部台站清晰地记录下来,为了获得 大量的资料进行统计分析,我们把一段时间内和特定区域中所发生的多个小震的资料一并使 用,按(tī-tī);和(tī-tī);的和达关系,求得所论时空中的平均视波速比。



图1 马边5.4级地震的震源机制(a)和震前的小震震中位置(b)



图 2 马边地震后小震震中及 台站分布的平面图

算结果表明(图4a.b)

(1)在离主震发生六个月之前(72年9月至12月), $1 和 I 区的视波速比不显示出差 异, \gamma = 1.70, \sigma_r = 0.06。认为是正常期。$

经过试验,通过震源机制解的中间 主应力轴 B,在乌尔夫网上勾划出一条 大园弧(称为C 平面)把66个小震的分 布分成二个 区(I 区 和 I 区)(图1 b);在时间进程上分成三段,即1972 年9月—12月;1973年1月—主震前; 1973年7月—8月。这样就把主震前后 66个小震分成六组。

对每一组小震,可用最小二乘法求 出平均波速比γ,而对于每一个资料点 (i),相应的波速比为(图3);

$$\gamma_{i} = 1 + \frac{(t_{s} - t_{p})_{i}}{(t_{p} - t_{0})_{i} + C}$$

平均波速比的标准误差可按下式计算:

$$\sigma_{\overline{y}} = \sqrt{\frac{\sum_{i} (\gamma_{i} - \overline{\gamma})^{2}}{n-2}}$$

在计算过程中,应用实验数据处理 的规则⁽⁴⁾舍弃那些偏差大,怀疑为错 误的资料点,然后求得统计平均值。计 (2)在主震前六个月内(73年1月至主震前),和正常期相比较,Ⅱ区的波速比是
1.64,下降了0.06,即变化了约3%。令震前正常期的波速比值为均值1.70(γ₀),标准误





图3 求Y和Yi的示意图

差为0.06, 遵从正态分布(总体)。取显著 性水平 α 为1%, 对 I 区震前六个月内的波 速比值1.64(样品 γ)进行单边u检验⁽⁵⁾, 得到 $|u| = |\frac{\gamma - \gamma_0}{\sigma_0} \sqrt{n}| = 8.48, |u| >$

 $u\alpha/2 = 2.57$, 所以可以认为该时段的波速比

较正常期是显 著 下 降 了。至 于 I 区, $\overline{\gamma}$ = 1.69, 该时段中的 σ_0 比 正常期 σ_0 大, 无法 进行单边 u检测,由于它们的波速比统计平

91

b.I区(同上三个时段)

均值近乎相等, 故认为它们没有发生明显的变化。因此, 在该时段中波速比出现区域异性的 现象, 称为异常期。

(3)在主震发生之后二个月内(73年7月至8月),两个区的波速比均为1.67,标准 误差均为0.06。说明Ⅰ和Ⅱ区的差异消失了,而Ⅱ区的波速比值较异常期有回升,但是没有 回返到正常期的数值。

上述的波速比变化过程,可能说明在马边地震之前六个月内,由于区域 应力 作用的加强,在震源区及邻近区内,造成介质(弹性的和非弹性的)应变状态的各向异性(弹性压缩和膨胀区域差异的出现,微裂隙取向的区域差异等等)。而在主震(部分)释放了所积累的应变能之后的二个月内, I和 I 区应变状态的差异消失了,但是没有恢复到正常状态。

另外,由图la和lb可知,C平面和震源机制的一个节面相差一个不大的偏角(大约10°),因而,初步可以认为波速下降的区域(I区),是和震源机制的初动压缩区有关的。

(本文1979年9月12日收到)

参考文献

- [1]D. Tocher, Anisotropy in Rock under Simple Compression, Trans. Amer. Geophys. union., Vol. 38, No. 1, P.89, 1957.
- [2]I. N. Gupta, Premonitory Seismic-wave Phenomena before Earthquakes Near Fairview Peak, Nevada, B. S. S. A., Vol.65, No. 2, P. 425 1975.
- [3]A. Nur, Effects of Stress on Velocity Anisotropy in rocks with Cracks, J. G. R., Vol. 76, No. 8, P. 2022, 1971.
- 〔4〕冯师颜,误差理论与实验数据处理,科学出版社,1964。

5

1.5

[5]中国科学院数学研究所统计组,常用数理统计方法,科学出版社,1974。

SPATIAL DISTRIBUTION AND ANOMALOUS CHANGES OF WAVE VELOCITY RATIO BEFORE AND AFTER THE MABIAN EARTHQUAKE IN 1973

.

Fu Zheng-xiang

(Centre of Analysis and Prediction, State Seismological Bureau)