

波速异常的进一步研究和问题讨论(一)

冯德益* 顾瑾平 李清河 虞雪君 盛国英

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文首先清理了近年来我国一些中强地震前后波速比异常概况。在21个震例中,有7次震前提出过不同程度的预报意见,12次是震后总结发现异常的,2次震后总结未发现异常。

其次,讨论了利用天然地震资料探索地震波速度异常的几个问题:(1)现有较密的区域电信传输台网需提高观测精度,使得较大的前兆异常量不致于被误差所掩盖;(2)使用多台和达法探索波速比异常时必须注意其方向性效应,而且,若能把单台波速比法与多台波速比法平行对照使用,效果可能更好些;(3)要注意远台与近台出现异常的早晚与反应的程度;(4)高值点反映地震前兆的信息较小,而低值却可能携带某些前兆信息;(5)不会有固定不变的异常区,应该考虑到异常区的变迁。

一、前 言

研究地震波速度异常,对于探索地震前兆与震源孕育过程都有一定的意义。从1972年以来,国家地震局兰州地震研究所长期开展波速异常用于地震预报的研究工作。1979年以前的主要成果在《地震波速异常》〔1〕一书中有较系统的介绍。

但是,波速异常是一种较复杂的地震前兆现象,近几年的发展主要是对其复杂性的认识有所提高。本文从这一点出发,总结了一些新的震例,并着重讨论了几个有争议的问题。

二、中强地震前后波速比异常概况

目前,全国不少地区增设了区域电信传输台网,从观测精度的角度而言增加了发现波速异常的有利条件。表1中列出的21个地震都是伴有波速异常的一些新的实例,未曾在文献〔1〕中列出。其中,震前出现异常并提出过不同程度预报意见的(包括中期或短期趋势意见)有七次。它们的共同点是地点和震级预报较好,个别的偏低。属于震后总结发现异常的

*现在地址:天津市地震局

有12次。另有两个地震震后总结也未发现波速变化。在表1中分别用I、II、III表示这三类情况。

某些中强震前的波速比异常

表1

№	发展日期	震中	经纬度	震级(MS)	深度(Km)	异常时间(月)	回升时间(月)	总异常时间(月)	回升至发震(月)	正常期的平均波速比	平均异常变化	预报类别	参考文献
1	1973.8.11	安徽霍山	116°11' 31°22'	4.5				2		1.73±0.04		II	(2)
2	1974.1.14	新疆阿合奇南	77.7° 40.9°	4.8	30	5	1.26	6.26		1.75	0.08	II	(4)
3	1974.9.24	新疆阿合奇南		5.5				15				II	(4)
4	1974.9.30	新疆达坎城	88°20' 43°10'	5.0		8	不明显	8		1.73	0.10	II	(4)
5	1975.1.14	新疆庙儿沟	86.8° 43.6°	4.8	27	15	1	16	5	1.73	0.06	II	(4)
6	1976.11.2	江苏兴化	119°50' 33°10'	4.5								III	(2)
7	1976.11.17	云南盐源宁蒗	101°04' 27°30'	6.7				86		1.73		I	(6)
8	1976.11.17	新疆乌什西北	78°40' 41°21'	4.7		10	不明显	10	约1	1.75	0.07	I	(4)
9	1977.7.9	山东成武	115°48' 35°00'	4.8								III	(2)
10	1977.11.22	新疆乌苏	84°07' 44°04'	4.5		10	1	11	1	1.73	0.05	I	(4)
11	1978.8.16	甘肃民乐	101°00' 38°21'	4.7	24		0.6	6.5			0.04	II	(8)
12	1979.8.2	安徽固镇	117°25' 33°11'	5.0	11	16	13	29		1.70±0.07	0.05	II	(8)
13	1979.8.29	新疆库车	83.38° 41.95°	6.0				36				I	(5)
14	1979.7.9	江苏溧阳	119°15' 31°27'	6.0		16	1	17			0.05	II	(7)
15	1979.7.25	甘肃礼县	105°21' 34°29'	4.7	20	6	1.3	7.3				I	(8)
16	1979.12.20	甘肃九条岭	101°56' 37°42'	4.6	14		3.5	9				II	(8)
17	1980.4.18	青海木里	99.14° 37.87°	5.2		12	1.5	13.5			0.03	I	(8)
18	1982.4.14	宁夏海原	105°30' 36°48'	5.5	24	16	8	19				I	(8)
19	1982.6.8	甘肃九条岭	102°34' 37°40'	4.1	4.4		3.5	9			0.03	II	(8)
20	1983.5.16	甘肃民乐	99°50' 39°00'	4.1			5	13				II	(8)
21	1984.1.8	甘肃武威	102°10' 37°55'	5.5	10							I	(8)

此外，我们在甘肃及邻近地区进行了连续十五年的波速比预报地震的监测工作，图1显示了波速比异常对应地震的情况，其中不少是震前作了一定程度的预报的。1974年11月17日南坪5.7级地震前曾作了较好的短期预报。1980年4月18日青海木里地震前发现过波速比异常，并作了一定程度的预报。上述事实说明波速异常在某些地震前可能存在。

1979年12月20日在武威地区(37°42'N, 101°56'E)发生了 $M_s = 4.6$ 级的地震，1982年6月8日在相距不远处(37°48'N和102°38'E)又发生了 $M_s = 4.1$ 级的地震，两次地震前波速比随时间变化曲线形态非常相似(图2)。这一事实是否可以说明，震前波速异常并不是

偶然的現象，而是有一定的物理機制的，但是，目前我們對這種物理機制還未完全認識。

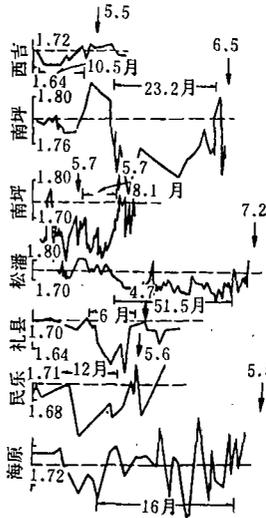


图1 一些中强地震前的波速比异常
 Fig.1 Seismic velocity ratio anomalies before earthquakes

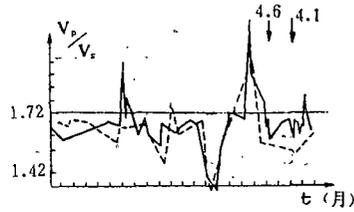


图2 两次武威地震前的波速比异常
 Fig.2 Similar shapes of seismic velocity ratio anomalies before two Wuwei earthquakes

三、用天然地震資料探討地震波速度異常中的一些問題

用天然地震資料探索較大地震前的波速異常變化，有幾種方法，如多台和達曲線方法〔1〕、單台四震相方法〔7〕、由多台發震時刻求單台波速比的方法〔9〕等。本文僅就這些方法中現在遇到的幾個問題進行一些討論。

1. 影響多台平均波速比異常的幾個因素

根據我們的分析，以下幾個因素可能影響多台波速比異常的觀測。

(1) 波速比的方向性效應的存在

實驗表明〔10〕，對岩石加載時，雖然隨着時間的增長 V_p 都顯示下降，但變化速率却因各種條件而相差很大。當換能器收發方向平行於岩石層理時， V_p 下降速率最大，說明岩石的各向異性是明顯的，它導致了波速比異常變化的各向異性。

野外觀測中對各向異性問題也有所發現〔13、14〕。例如，蘇聯學者在研究勘察加地震區的波速異常時，曾提出一個參數A：

$$A = \left| \Delta \frac{V_p}{V_s} \right|^2 = \sum_{i=1}^n [\Delta \bar{K}_i P(\Delta \bar{K}_i)] \cdot \sum_{i=1}^n [\Delta \underline{K}_i P(\Delta \underline{K}_i)] \quad (1)$$

其中 $\Delta \bar{K}_i$ 與 $\Delta \underline{K}_i$ 分別為最大值與最小值與平均波速比1.73的差，P為權數。

我們曾提出用參數S即標準差作為代表各方向上速度異常不一致的一個量。從圖3可以看出，松潘7.2級地震前的波速異常後期，S值的變化是明顯的。對應松潘地震序列比較好，這說明方向性效應可能存在。

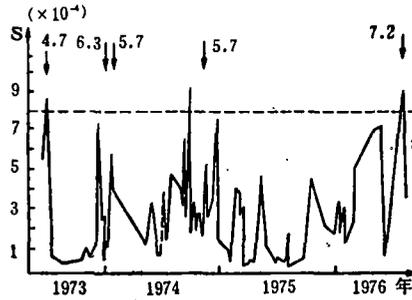


图3 松潘7.2级地震前s—t图

Fig. 3 The s—t relation before Songpan M=7.2 earthquake

1982年4月14日海原地震前，由甘肃台网资料分析到了较明显的波速异常（图1），而由宁夏台网的分析却未见异常（图4）¹⁾。这可能是方向性效应的结果，因为两个不同的台网可能处于不同的构造部位上。

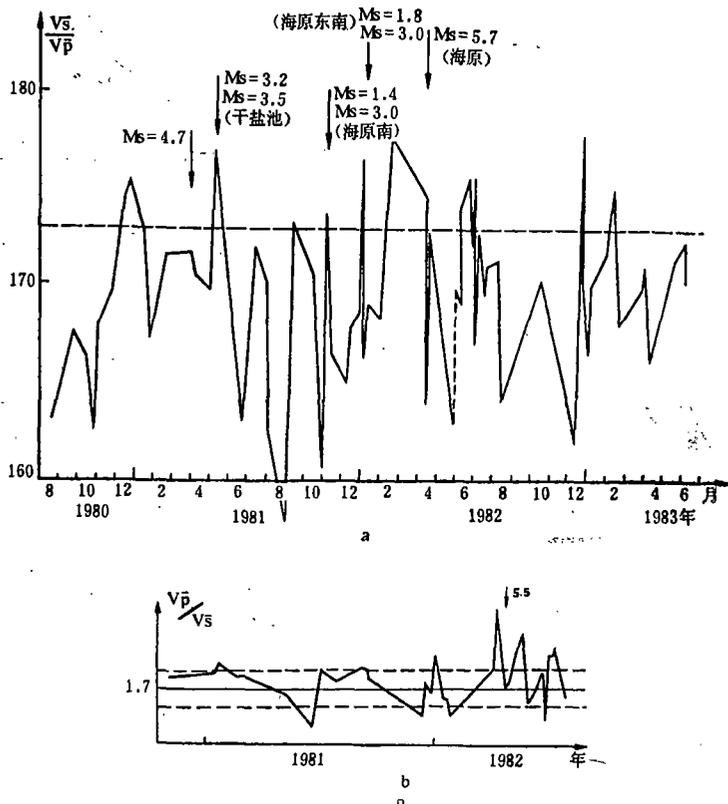


图4 海原地震前的波速变化图
a.据甘肃台网资料 b.据宁夏台网资料

Fig. 4 The variation of seismic velocity ratio in Xiji-Haiyuan-Guyuan region
a.Data obtained from Gansu network
b.Data obtained from Ningxia network

1) 宁夏的资料由王绒霞同志提供

研究波速各向异性问题需要对S波偏振问题进行研究。澳大利亚昆士兰大学的 F. D. Stacey 教授认为^[12]: 探测真正的波速变化的一种可能途径是从S波偏振的角度寻求各向异性的证据。由于震源情况复杂, 要有效地使S波的一种偏振辐射滞于另一种, 需要仔细地研究与检验。比较S波的两种偏振的到时, 从原理上看是寻找波速变化的直接和有效的办法, 它避免了可能由震源迁移所带来的困难; 存在的问题是在离震源近处的S波起始可能被P波波列所模糊化。

(2) 台站分布位置对波速比比值的影响

影响波速比计算的另一个因素是台站的分布位置, 如甘肃的河西地区, 台站的分布几乎成直线状, 这样只有少数近台处于未来地震的孕震区, 而其它台距震中越来越远。当近台出现异常时, 即便远台正常或异常较小时, 这时和达曲线不但斜率不减小, 甚至提高。在河西九条岭地区地震的监测工作中常常遇到无异常或无明显异常却有震的情况。例如, 对于1984年1月6日九条岭5.5级地震(图5a)前的波速异常, 当用多台方法作时, 使早期异常被掩盖, 从1983年8月开始, 只有3个点低于正常值下限(1.68), 这种情况易被处理成无异常。

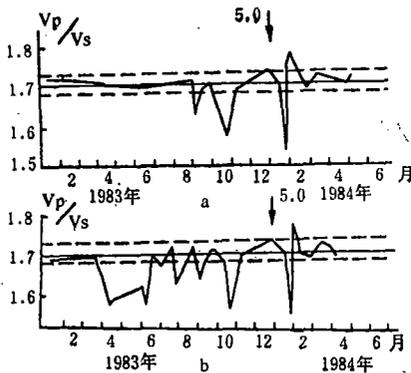


图5 九条岭地震前的波速比异常

a. 1983年至1984年多台资料

b. 1983年至1984年单台(九条岭台)资料

Fig. 5 The anomaly of seismic velocity ratio before Jiutiaoling earthquake

a. in 1983—1984 by using many stations

b. in 1983—1984 by using Jiutiaoling station only

(3) 不同震中距的资料对多台求波速比的影响

在多台求平均波速比的方法中, 存在着近台和远台的矛盾。即使台站的分布良好, 这一矛盾也依然存在, 因为未来中强震周围地区不可能均匀地受压或受拉, 加之方向性异常、地壳构造情况等也起着重要影响。也就是说, 单个近台异常时, 不但不会使平均波速比下降, 反而使之抬高; 同样远台也会带来和达曲线斜率虚假下降的情况。这样测得的平均波速比中或多或少带有虚实不定的成份。

据分析, 同样的观测误差在不同距离的台站上对平均波速比的影响也是不同的。现以1984年1月24日的一次地震为例。由表2可的, 若最近的台($\bar{S}-\bar{P}=2.0''$)和最远的台($\bar{S}-\bar{P}=11.0''$)的到时都变化 $0.3''$, 则可以使平均波速比增加或减少 0.015 , 相对变化量约 1% ; 而当中距离台的到时变化 $0.3''$ 时, 平均波速比只变化 0.004 , 即 0.2% 左右。所以在求平均波速比时, 若和达曲线欠佳, 选点就会直接影响比值。这一影响在 n (台数)越小时越明显。

另外, 实际观测结果表明, 一般情况下, 近台出现波速比异常早。如1981年1月6日甘肃九条岭5.5级地震(图5), 近台(九条岭台)出现异常早而且明显, 而震中距为260公里左右的高台基本上观测不到异常。因此, 工作中必须大致考虑观测范围的大小。不同震级

震中距对平均波速比的影响

表 2

台名	到时	到时差	\bar{r}	\bar{r}'	$\Delta r = \bar{r}' - \bar{r}$
SG	35.5—35.8	2.0"	1.694	1.709	+0.015
LYS	40.0—40.3	5.0"	1.694	1.698	+0.004
JTL	43.5—43.8	7.5"	1.694	1.690	-0.004
YD	48.5—48.8	11.0"	1.694	1.679	-0.015

的地震，其孕震区范围也不一样。对于九条岭5.5级地震，其资料应取自200公里的台网之内。

为了克服多台求波速比方法中的弊病，应考虑采取以下措施。

以四震相法来代替和达多台平均波速比法。四震相法在研究漂阳等地震〔7〕的前兆异常中有效果。但是必须指出，要求单台接收的地震图中四个震相都十分清晰，会使资料量的来源受到局限。

使用单台资料可使得观测条件单一化。图5是单台（九条岭台）求波速比值的情况，与图5a相比，可以较明显地看出异常从1983年4月开始，总异常达九个月之久，九条岭台紧靠震源，可以认为近处台的波速异常先出现。事实表明，在多台法中反映不出的异常而在单台方法中可以出现。

文献〔9〕提出用发震时刻求单台波速比，然后再求所有单台波速比的平均值。利用这种方法对一些地区波速比进行了实际计算，得出了较好的结果（图6）。由于使用这种方法要求地震射线通过异常区，故不采纳走时表求得发震时刻 T_0 ，而用双台求 T_0 ，无论求 T_0 的相对台在不在异常区内，均会使 T_0 下降，从而在波速比的下降中，发震时刻起了加权作用。但该方法的缺点是要预估异常区，保证射线经过异常区。一旦异常区估计不准会影响波速比曲线的变化。

我们用上述方法对甘肃礼县地区1978年至1981年的资料进行分析，得到了与图6同样的比较好的结果。

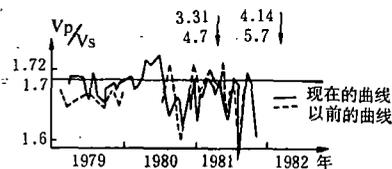


图6 西海固地区的波速比变化（虚线表示原来的曲线，实线表示修正后的曲线）

Fig. 6 The variation of seismic velocity ratio in Xiji-Haiyuan-Guyuan region

The dashed curve denotes original result and the solid curve-revised

由公式（2）、（3）对这种方法的误差进行估计。设发震时刻造成的变化可达1—2秒，求得的估计误差为0.5秒，不能掩盖1—2秒的变化量。

$$\delta T_{0max} = \frac{\Delta t_2(T_{F_1} - T_{F_2})}{(\Delta t_2 - \Delta t_1)^2} \delta(\Delta t_1) + \frac{\Delta t_1(T_{F_2} - T_{F_1})}{(\Delta t_2 - \Delta t_1)^2} \delta(t_2) \\ + \frac{\Delta t_2}{\Delta t_2 - \Delta t_1} \delta(T_{F_1}) + \frac{\Delta t_1}{\Delta t_2 - \Delta t_1} \delta(T_{F_2}) \quad (2)$$

单台波速比的误差由下式求得：

$$\delta r_0 = \frac{1}{T_F - T_0} \delta(\Delta t) + \frac{\Delta t}{(T_F - T_0)^2} \delta(T_F) + \frac{\Delta t}{(T_F - T_0)^2} \delta(T_0) \quad (3)$$

其最大误差小于0.05，设平均波速比的异常幅度为0.08，则异常幅度也不致完全掩盖。

2. 监测预报中一些问题的讨论

由于上述一些影响因素的存在，在实际波速比监测预报中，常常遇到一些问题，使判断异常变得十分困难。提出这些问题的目的在于交流也在于把研究工作推向深入。

(1) 关于波速比的高值与低值

从前述的分析中可以看出，平均波速比值的升高与降低除了受物理机制的制约外，也由于方法本身或观测误差等造成某些虚假成份。所以高值与低值按十分理想的格式出现是不大可能的。根据我们工作的结果震前极大值出现的情况就与〔1〕中所讨论的有些差别，并非在每次地震之前都能观测到极大值。

据对甘肃及邻近地区多次地震的统计(表3)，有几次地震之前确实观测到了极大值，而有几次却没有大于1.80的值。

这可能是临震之前，近台波速比回升得比远台更高，当以多台和达曲线最小二乘法求平均波速比时，显示出来的数值不会太高，甚至偏低。这也可能是由于临震前小震资料太少，出现 r_m 时根本没有记到的缘故。

与此相反，在分析工作中，波速比值的极低值的出现却是引人注目的。往往在孕震的后期，比值甚至降到1.60以下。如1984年1月6日九条岭地震前的10月下旬， r 的极小值为1.55；1980年4月18日的木里五级地震之前的九月底， r 值降到1.56。近年来甘肃及邻近地区的四级以上中强震前，在波速比监测中均有低值(表4)。它们的特点是：出现这种点很少，多在异常后期，在每个震例中几乎都有。通过实践，我们认为可以把是否出现这些点作为区分真假异常的参考。如1979年初到1980年的一年半时间内西海固地区波速比值均为低值，但无低于1.64的点，可以认为不是异常。用发震时刻求单台波速比法所得的结果也证实了这一点(分别见图6的虚线和实线)。

某些中强震前的极大值情况 表3

时间	地点	震级	r_{max}
1970.12.8	西吉	5.1	1.73
1973.8.11	南坪	6.5	1.79
1973.11.17	南坪	5.7	1.78
1976.8.16	平武	7.2	1.82
1978.8.16	民乐	4.7	1.80
1979.7.25	礼县	4.7	1.69

某些地震前波速比的极小值 表4

发震时间	地点	震级	r_{min}
1979.7.25	礼县	4.7	1.59
1979.12.20	武威	4.6	1.59
1980.4.18	木里	5.2	1.56
1982.4.14	海原	5.7	1.58
1983.5.16	张掖西	4.1	1.60
1983.7.27	木里	5.0	1.61
1984.1.6	九条岭	5.5	1.60
1984.1.17	靖远	4.2	1.53

这种极低点的出现不一定说明实际波速比降得很低,因为表4中的结果均是多台和达曲线最小二乘法求平均波速比得来的。因此该结果是近台与远台变化的综合效应。

在波速比异常的研究中,还需要指出,波速比的下降、上升都是跳跃式的。例如,1982年4月14日海原地震前,波速比异常比较明显,但正确判断时间确实十分困难。由此可以推测也会有某些地震孕育到一定阶段而自我解体。假如这种情况存在,必然导致有异常无地震的结果。归根到底,波速比变化只反映地壳应力场作用的结果,而不是地震孕育的直接结果。这可能是将波速异常作为预报地震手段时,短期预报有时失灵的原因。

(2) 异常区范围的判断

某一地区第一次中强震之前,异常区的轮廓往往比较清楚,但这是不稳定的,常常发生变化。认识异常区变化的情况,有助于对异常的判断。观测结果表明,波速比异常区的变化如果与大震前的地震活动性图象特性有关,可能有其内在的原因,而不是假象。

图7a是木里两次五级地震前,1977年到1980年4月18日波速比异常的分布情况,异常点大都在异常区内,最后在异常区的边缘发生中强震。震后,波速比在1980年趋于恢复,但震中偏在一边,左下侧形成空白(图7b);1981年波速比值恢复,而在右下侧又出现一些异常点(图7c);到1982年,波速比值再次普遍下降,空区范围缩小(图7d)直到1983年1月以后比值回升、空区被填充,新的5.2级地震又发生(图7e)。这一事实说明,当有一系列的中强震在几年之内发生时,波速异常图象的变化一般是比较复杂的。当出现有较多的异常点变迁到附近的新地点,又具有震前一般地震活动性图象的特点时,似乎意味着新的地震危险即将来临。

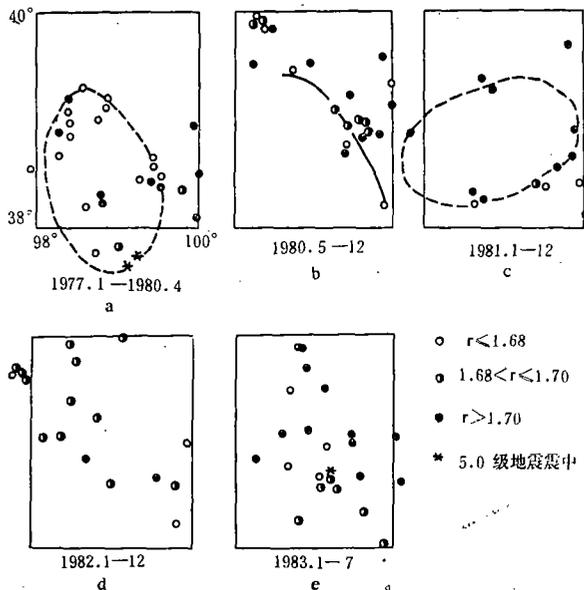


图7 木里五级地震前波速异常区的变化

Fig. 7. The changes of anomalous area of seismic velocity ratio before Muli earthquake

四、结 语

综上所述,我们认为,人们利用各种方法都可以观测地震波速异常,因而不应该轻率地否

定它的存在。客观上存在的有震无异常,有异常无震的现象除了因观测方法、资料质量的影响外,主要的是对地震孕育过程中波速变化物理实质并未真正搞清。在把波速与波速比用于地震预报上,还有相当多的工作要做,还有很多问题有待探讨。例如,必须努力改善现有的地震观测条件,提高时间服务精度,变可见记录为数字化记录,在需要监测的地区合理布设台站,以便收集到更多的地震信息;加强对监视地区地壳构造的研究,弄清地震波射线路径上的真实状态;实验研究中要力争使实验逼近地球内部真实情况,要开展用人工震源对孕震区进行研究等等。不可否认的事实是:对于波速异常的研究大大地推动了地震观测、震源物理的理论及实验研究以及地震前兆与地震预报的研究。现在人们需要更冷静地从客观事实出发,深入扎实地研究可以发现波速异常的条件和波速异常的实质以及可将波速异常用于地震预报的渠道和方法。在科学问题上不能一哄而起,也不能浅尝辄止,只要锲而不舍,相信波速研究定会有新的突破。

山东、江苏、上海、新疆、安徽、宁夏等省、市、自治区地震局为我们提供了有关资料,在此一并表示感谢。

(本文1985年10月16日收到)

参 考 文 献

- [1] 冯德益,地震波速异常,地震出版社,1981.
- [2] 戴维乐,华东地区波速比变化与地震,地震, №4, 1981.
- [3] 戴维乐、王炜,固镇地震前波速比异常特性,西北地震学报, Vol. 4, №1, 1982.
- [4] 王桂岭、吴秀莲、敖雪明,新疆一些中强震前后的波速比异常,西北地震学报, Vol. 1, №2, 1979.
- [5] 敖雪明、王桂岭、杨成荣,根据波速比异常时空叠加特性预报地震的一个实例,西北地震学报, Vol. 2, №4, 1980.
- [6] 董颂声等,根据波速比变化作出中期地震预报的一个实例,地震学报, Vol. 3, №2, 1981.
- [7] 董颂声等,利用人工波源探测震前波速变化,地震学报, Vol. 4, №1, 1982.
- [8] 顾瑾平,甘肃及邻区中强震前地震波速度异常,西北地震学报, Vol. 6, №1, 1984.
- [9] 顾瑾平、盛国英,多台求波速比方法的再探讨,西北地震学报, Vol. 5, №4, 1983.
- [10] 邵顺妹,单轴压缩下砂岩内部P波速度的变化特征,西北地震学报, Vol. 5, №1, 1983.
- [11] Max. Wyss, Earthquake prediction, Review of Geophysics and space physics, Vol. 21, №6, 1983.
- [12] F. D. Stacey, 地震预报研究—对此问题及将来工作方向的个人见解,地震学报, Vol. 6, №1, 1984.
- [13] 顾瑾平、肖丽珠,波速异常的方向性效应初探,西北地震学报, Vol. 1, №2, 1979.
- [14] Л. Б. Славина, Методика и результаты изучения V_P/V_S в Фокальной зоне Камчатки, в КН. Исследования по физике землетрясений, М.: Наука, 1976.

THE FURTHER STUDY AND DISCUSSION ON THE ANOMALIES OF SEISMIC WAVE VELOCITY

Feng Deyi Gu Jinping Li Qinghe Yu Xuejun Sheng Guoying
(*Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau, China*)

Abstract

It has been going through a repeated process from hot to cold to apply seismic velocity ratio to predict earthquake. It is attentive how to treat actually it.

In this paper we cleaned up seismic velocity ratio method and gave preliminary conclusion.

First, we summed up briefly general situation of seismic velocity ratio before and after some moderate and strong earthquakes in China in recent years. There are seven earthquakes which were predicted, twelve earthquakes which found anomalies after earthquakes and two, not any anomalies even after.

Secondly, several problems of anomalous seismic velocity ratio have been discussed by means of natural earthquakes data. The paper considers that recent denser regional transmission networks help increase favourable condition in observational precision and the error may not conceal the anomaly. The examples predicted before earthquakes have been presented, especially, two variation diagrams of seismic velocity ratio in two earthquakes which occurred at same situation during two-and-half years are quite similar. We considered that the thoughts about seismic velocity ratio anomaly ought not entirely to be abandoned. We must note its directional effect, i , e , anisotropic effect when the Wadati method is used. In fact, it is not suitable when the Wadati diagram is calculated with data, the epicentral distances of which are more different, so that if the method of the single station and of many stations is applied with comparison, the effect may be better. The anomalous time appeared and reactive level among far and near stations, higher and lower points, variable anomalous regions, must be noted.

Finally, the variations of seismic velocity by blasting data before and

after Haicheng M 7.3 earthquake on Feb.4.1975 are studied. The tendency of variation of imaginary wave velocity in Dandong station from 1972 to 1980 is as same as those of natural earthquakes. The level of average seismic velocity ratio after the main event is much lower than that before. The tendency of variation among Yingkou station, Jinzhou station and many other stations are analogous. $(S-\bar{P})$ residuum curve of Dandong station shows that the theoretical value before shock is much lower and higher after shock. The relative variation of \bar{P} , \bar{S} wave in Yingkou station is falling from higher value before shock and the level is lower after shock, and the variation of S wave is large. We found that the tendency of variation of \bar{P} - travel time residue between Yingkou and Jinzhou stations is oppsite.

From the foregoing data and analysis, we don't think that it is suitable to refute velocity ratio lightly. If we improve the condition of observation, strengthen study of its physical substance, especially, and persist in precursor practice, sum up and study continuously, a new breakthrough is possibly made.

从上述数据和初步分析来看，我们认为不宜轻易地否定速度比。如果我们能改善观测条件，加强对它的物理本质的研究，特别是坚持前兆实践，不断总结和研究，就有可能取得新的突破。

从上述数据和初步分析来看，我们认为不宜轻易地否定速度比。如果我们能改善观测条件，加强对它的物理本质的研究，特别是坚持前兆实践，不断总结和研究，就有可能取得新的突破。

从上述数据和初步分析来看，我们认为不宜轻易地否定速度比。如果我们能改善观测条件，加强对它的物理本质的研究，特别是坚持前兆实践，不断总结和研究，就有可能取得新的突破。