

龙海英、聂晓红、唐兰兰 2011 新疆和静 5.6 级地震前波速比异常震例分析, 中国地震 27(2), 147 ~ 154。

新疆和静 5.6 级地震前波速比异常震例分析

龙海英 聂晓红 唐兰兰

新疆维吾尔自治区地震局 乌鲁木齐市北京南路 42 号 830011

摘要 利用新疆天山中段数字化地震波资料,采用多台和达法,计算了 2008 年 8 月 30 日和静 5.6 级地震前后波速比资料的变化情况。得到如下结果:①空间分布上,和静 5.6 级地震前,形成一个椭圆形低值异常区,且椭圆长半轴约 70km,短半轴约 65km,椭圆走向 NE,和静 5.6 级地震则发生在该椭圆区域的西偏北部边缘;②时间进程上,和静 5.6 级地震前出现大约 10 个月的波速比低值异常,震前一个月出现明显的高值突跳点,波速比形成正常-降低-高值突跳-发震的模式。计算过程中,波速比误差控制在 0.05 之内,相关系数达 99.0% 以上。

关键词: 和静 5.6 级地震 波速比 天山中段 新疆

[文章编号] 1001-4683(2011)02-0147-08

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

波速是地震波的一种运动学特性。由于在地震的孕育过程中,震源区介质的物理状态将产生一系列变化,如出现微破裂、扩容、塑性硬化及相变等,地震波通过震源区时,波速也会相应发生变化,这是利用波速比异常预测地震的重要依据(冯德益,1981)。自 20 世纪 50 年代起,国际上陆续展开了地震前波速和波速比的测定和研究,无论在理论上还是实践上都取得了较大的进展(黎明晓等,2004)。1956 年日本宫本贞夫发表了福井 7.2 级大地震前首波走时异常的观测结果,第一次观测到大地震前的波速异常现象(冯德益,1981)。之后,日本、前苏联、美国等国家的学者取得了大量震例(冯德益,1981)。近年来,随着观测条件的显著改善和新技术方法的引入,对中强地震前后波速比变化现象和特征的研究又引起了广泛关注(Nakamura et al 2002)。最新的可控震源实验表明,地壳内确实发生了可测的波速变化(Li et al 1998;Korneev et al 2000);而利用原地复发的“重复地震”的震相延迟时间变化,在一些强震前后,震源区也观测到了明显的波速变化(Schaff et al 2004)。

我国自 20 世纪 70 年代开展波速比研究以来,取得了近 50 个震例。经过清理攻关,总结出了波速比异常时间、幅度、形态和强震的关系并有了预测成功的震例(梅世蓉等,1993;冯德益,1988;陆远忠等,1985;顾瑾萍等,1989;戴维乐等,1989)。之后,蔡静观等(1997)对云南地区强震孕育过程中波速比时空演化特征做了系统研究。以上均是利用模拟地震波资

[收稿日期] 2011-01-18

[项目类别] 中国地震局监测预报司一般性合同制定向工作任务“新疆天山中段波速比异常的应用研究”(2009020103)资助

[作者简介] 龙海英,女,1973 年生,副研究员,1999 年获得硕士学位,主要从事地震综合分析预报及震源机制解等研究。E-mail:longhaiying03@yahoo.com.cn

料对地震波速比变化特征进行的研究。2004 年以后,随着数字地震波资料的不断累积,国内利用数字地震资料分析中强地震前后地震波速变化特征的研究开始逐渐增多(刁桂苓等 2005;张爱香 2005;黎明晓等 2006;张小涛等 2006;邹振轩等 2006),对不同区域发生的中强地震和水库地震进行的波速比变化特征研究逐渐积累,同时对于震前波速比存在异常的可信性给予了充分的肯定(王林瑛等 2008)。

对于新疆地区,王桂岭等(1979)利用模拟地震波资料对新疆部分中强震前后的波速比异常做了系统研究,发现多数地震前波速比出现较明显的异常变化。2006 年以后新疆天山中段数字化测震台相对比较密集,该区积累了较为丰富的连续、可靠的数字化地震波资料。据新疆地震台网测定 2008 年 8 月 30 日 20 时 46 分新疆和静发生 5.6 级地震,本文利用这些数字化地震波资料对该地震进行了波速比异常震例分析。

1 波速比方法

地震波速比的变化可以反映地下岩石的状态。在关于地震波速或波速比的文献资料中,计算平面二维空间波速比的方法很多。主要有和达法(多台求波速比和单台求波速比)、双台求波速比、四震相法、虚拟台站法、联合求波速比法等(黎明晓等 2004)。本文主要采用多台法,即以和达法为基础,利用震中周围多台(不少于 3 个)计算平均波速比的方法,在空间上采用动态图像法,计算天山中段 85.1°E 以西地区的平均波速比,寻找波速比值的高低变化特征。

多台法简介

$$\gamma_0 = 1 + \frac{n \sum_{i=1}^n \Delta T_i^2 - (\sum_{i=1}^n \Delta T_i)^2}{n \sum_{i=1}^n (\Delta T_i T_{Pi}) - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n \Delta T_i} \quad (1)$$

$$T_0 = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta T_i T_{Pi}) \sum_{i=1}^n \Delta T_i - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n (\Delta T_i)^2}{(\sum_{i=1}^n \Delta T_i)^2 - n \sum_{i=1}^n (\Delta T_i)^2} \quad (2)$$

$$R_\gamma = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{Pi} - \bar{T}_P)(\Delta T_i - \bar{\Delta T}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (T_{Pi} - \bar{T}_P)^2 \sum_{i=1}^n (\Delta T_i - \bar{\Delta T}_i)^2}} \quad (3)$$

$$\sigma_\gamma = (\gamma_0 - 1)^2 \sqrt{\frac{n \sum_{i=1}^n (\delta T_{Pi}')^2}{(n-2) \left[n \sum_{i=1}^n (\Delta T_i)^2 - (\sum_{i=1}^n \Delta T_i)^2 \right]}} \quad (4)$$

$$\delta T_{Pi}' = (T_{Pi} - T_0) - \frac{\Delta T_i}{\gamma_0 - 1} \quad (5)$$

式中 $\Delta T_i = T_{Si} - T_{Pi}$ 为第 i 个台记录到的横波和纵波的到时差, T_{Pi} 为第 i 个台记录到的纵波

到时 T_{Si} 为第 i 个台记录到的横波到时, $\bar{T}_P = \left(\frac{1}{n} \right) \sum_{i=1}^n T_{Pi}$, $\overline{\Delta T_i} = \left(\frac{1}{n} \right) \sum_{i=1}^n \Delta T_i$, γ_0 为波速比, T_0 为发震时刻, R_γ 为波速比相关系数, σ_γ 为波速比计算误差。

2 研究区域及资料的选取

2.1 研究区域及数字化台网的分布

2006 年以后天山中段积累了较为丰富的连续、可靠的数字化地震波形资料, 为应用数字化地震波开展波速比异常研究提供了条件。而 2006 年以后, 新疆天山中段接连发生 2006 年 11 月 23 日乌苏 5.1 级地震、2007 年 7 月 20 日特克斯 5.9 级地震、2008 年 8 月 30 日和静 5.6 级地震以及 2009 年 1 月 25 日察布查尔 5.1 级地震, 这些地震均发生在新疆天山中段 84°E 以西的地方。因此本文选取天山中段 85.1°E 以西作为研究区域, 所采用的数字化地震台略微向东延伸 2° (图 1)。图 1 中标注了研究区域所使用的数字化台网分布及相应台站数字化地震资料的起始时间。

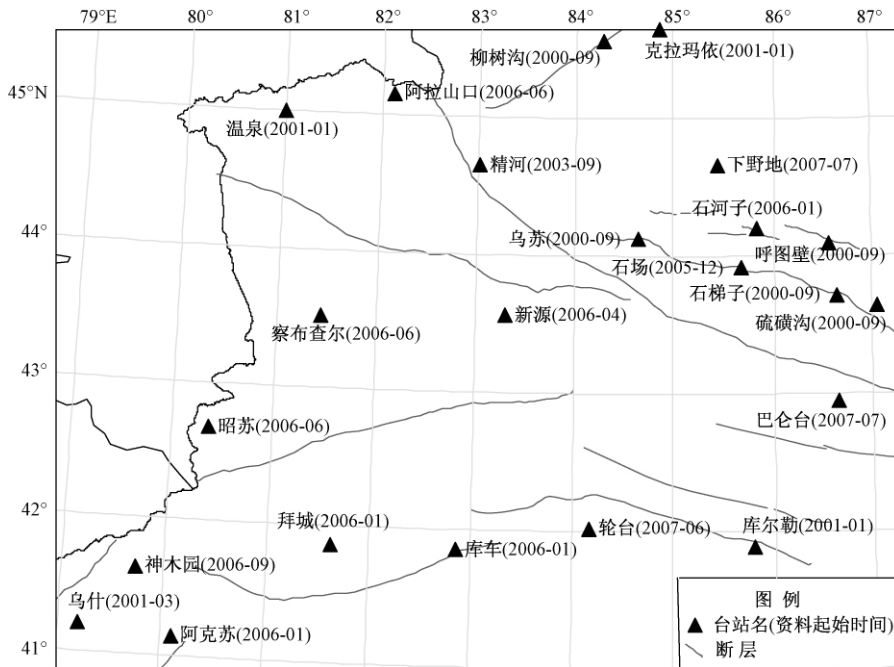


图 1 数字化地震台网的分布及资料的起始时间

由图 1 可见, 乌苏台、石梯子台、呼图壁台、硫磺沟台和柳树沟台数字化资料的起始时间是 2000 年 9 月, 温泉台、库尔勒台、克拉玛依台和乌什台数字化台等资料的起始时间是 2001 年 1 月或 3 月, 其它多数台站的数字化资料是从 2006 年开始陆续产生的。利用这些资料足以对 2008 年 8 月 30 日和静 5.6 级地震做震例分析研究。

2.2 资料的选取

波速比是反映地壳介质性质的参数, 其不确定性主要是由介质的横向不均匀性和计算方法的局限性造成的。对不均匀介质建立波速计算公式是比较复杂的, 为此应尽量使用小

台网或近台的资料,让台站都能位于孕震区,从而较真实地反映介质的变化(蔡静观, 2000)。本文的研究资料选取 85.1°E 以西天山中段 $M_L 2.5$ 以上地震,选取直达 P 波和 S 波到时进行计算。由于新疆台网相对比较稀疏,对于选取范围内的 $M_L 2.5$ 以上地震,平均约有 5~6 个台的记录可参加计算(即属直达波记录)。为提高基础资料的准确度和精度,本文未利用新疆台网中心直达 P、S 波的震相报告,而是全部重新查阅中小地震的直达 P、S 波到时数据。

研究中考虑到新疆天山中段的西段台站数字化资料的起始时间及新疆台网地震目录的情况,选取了天山中段 2007~2009 年 10 月 734 次 $M_L 2.5$ 以上地震中计算结果较好(即波速比误差较小、相关系数较高)的地震 676 次(图 2)。

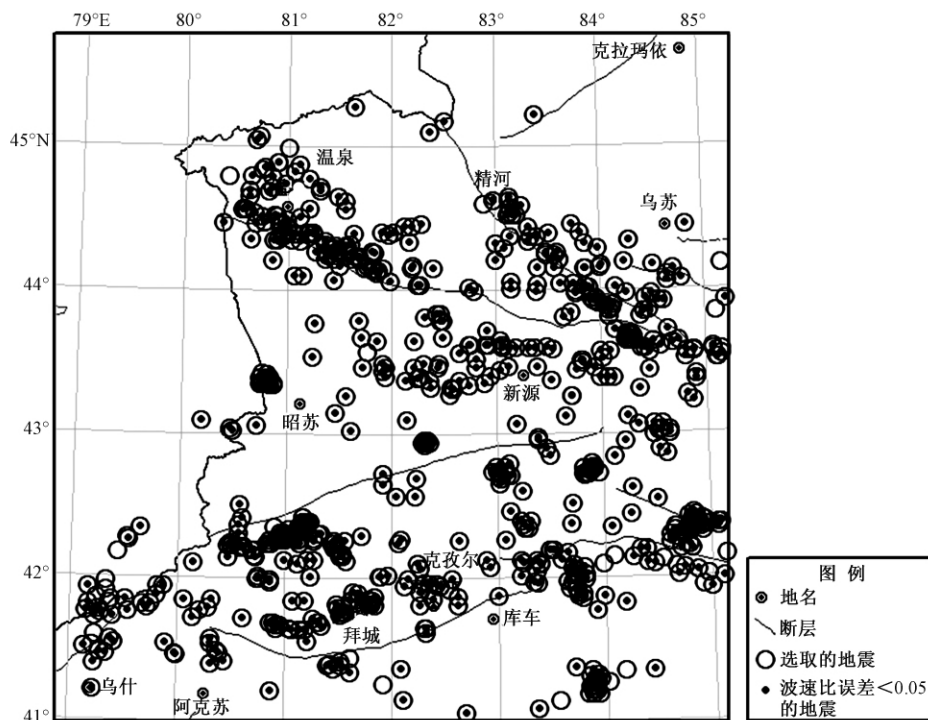
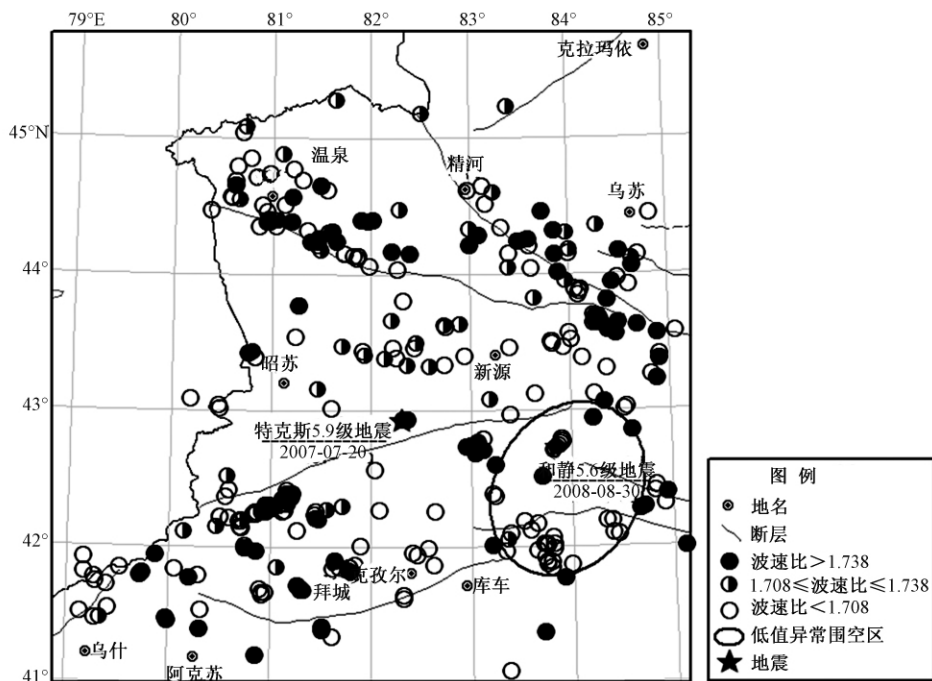


图 2 2007~2009 年 10 月研究区 $M_L 2.5$ 以上地震的分布

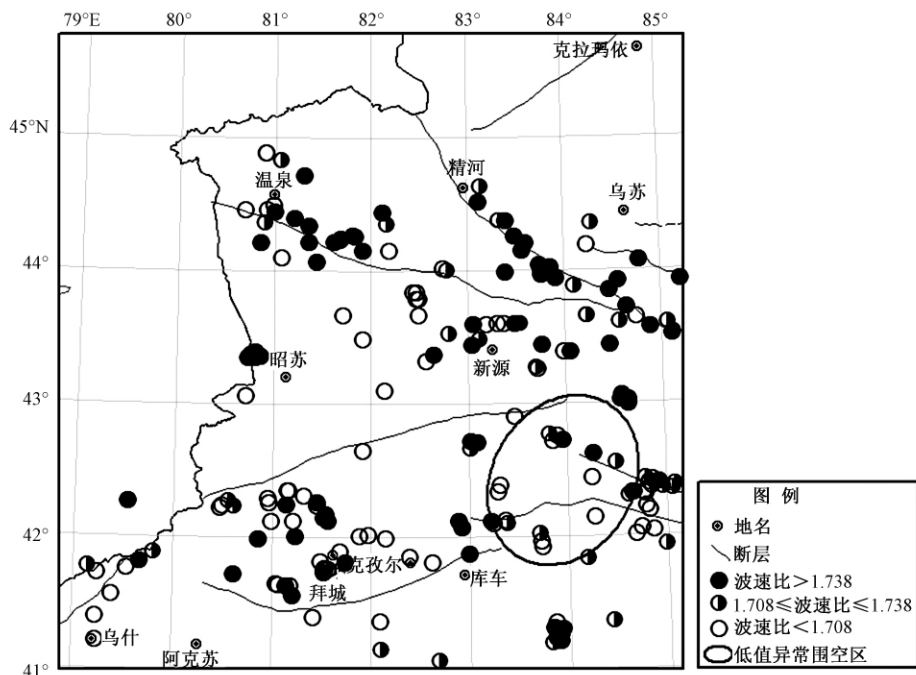
3 震例分析和计算误差

3.1 和静 5.6 级地震震例

通过对天山中段 2000 年以来中强地震的震例研究以及对天山中段波速比的高低值变化特征的分析,选取和静 5.6 级地震周围 100km 范围内的波速比资料,计算了 2006 年 1 月~2010 年 9 月该区域正常时段的波速比(扣除和静地震前后,即 2007 年 10 月~2008 年 10 月的波速比值),其平均值约为 1.708,所选取范围的波速比值误差控制在 0.03 内。将波速比数值按照小于平均值(即 < 1.708)、大于平均值与 1 倍误差之和(即 > 1.738)以及介于 1.708~1.738 之间等 3 种类型标注在平面分布图中(图 3(a))。经分析认为,对于和静 5.6



(a) 2007年9月~2008年8月



(b) 2008年11月~2009年10月

图3 和静5.6级地震前后具有不同波速比的地震的分布

级地震,波速比值大于1.738为高值,属正常值;波速比值小于平均值为低值,属低值异常;

而介于两者之间的值可酌情考虑。图 3 显示和静 5.6 级地震前,该区域形成一个较好的椭圆形波速比低值围空区。而该围空区域的西北方向(即昭苏至新源区域)也出现大面积的波速比低值集中区,该低值区的部分低值可能与 2007 年 7 月 20 日特克斯 5.9 级地震的后续效应有关。继续延长资料至 2009 年 10 月,由后续资料可看出和静 5.6 级地震后异常区的波速比低值围空区则不复存在(图 3(b))。

计算结果显示和静 5.6 级地震前,空间范围上(图 3(a))波速比异常区为一个近似的椭圆形区域,椭圆长半轴约 70km,短半轴约 65km,椭圆走向 NNE 向,和静 5.6 级地震则发生在该椭圆形区域的西偏北部边缘(图 3(a)中椭圆形区域中有 2 个高值点,分别是 2007 年 9 月 21 日 M_L 3.0 地震、2008 年 7 月 30 日 M_L 2.9 地震产生的波速比高值异常点)。在时间进程上(图 4),2007 年 9 月底开始出现波速比异常,2008 年 7 月 30 日出现高值突跳,8 月 30 日则发生和静 5.6 级地震。这与 2006 年 11 月 23 日乌苏 5.1 级地震震例明显不同,而与 2007 年 7 月 20 日特克斯 5.9 级地震震例有些类似(见另文),即在地震发生前一个月,异常区域出现高值突跳。

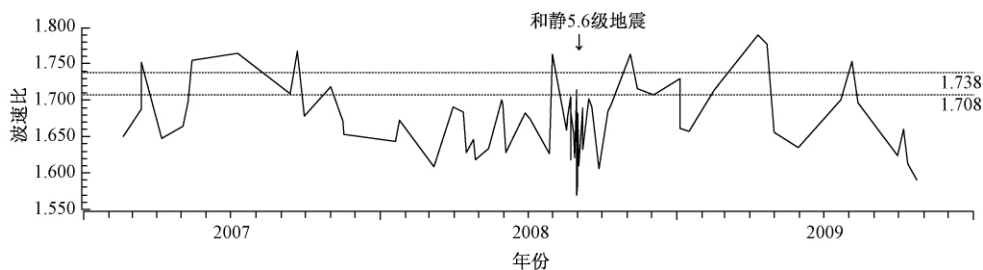


图 4 和静 5.6 级地震前后异常区中波速比值时序曲线

3.2 计算误差

计算过程中,将所选区域的波速比值计算误差严格控制在 0.05 之内,且相关系数高于 99.0%。对于低值异常区域,波速比值平均计算误差为 0.0129,最大误差不超过 0.03,相关系数达 99.5% 以上。通过与王桂岭等(1979)利用模拟资料求波速比误差的结果进行对比,可发现数字资料的平均误差明显小于模拟资料的误差,也即数字地震波资料的精度明显提高了。

异常区的波速比值计算误差如图 5 所示。由图 5 可见,处于异常的低值,在计算误差范围内仍处于低值,说明这些低值异常是真实可靠的。

4 结论和讨论

4.1 结论

通过对和静 5.6 级地震前后波速比异常的研究,可得如下结果:

(1) 在空间分布上,和静 5.6 级地震前,波速比出现一个近似的椭圆形低值异常区,且椭圆长半轴约 70km,短半轴约 65km,椭圆走向 NNE 向,和静 5.6 级地震则发生在该椭圆形区域的西偏北部边缘。

(2) 在时间进程上,和静 5.6 级地震前,出现大约 10 个月的波速比低值异常,震前一个

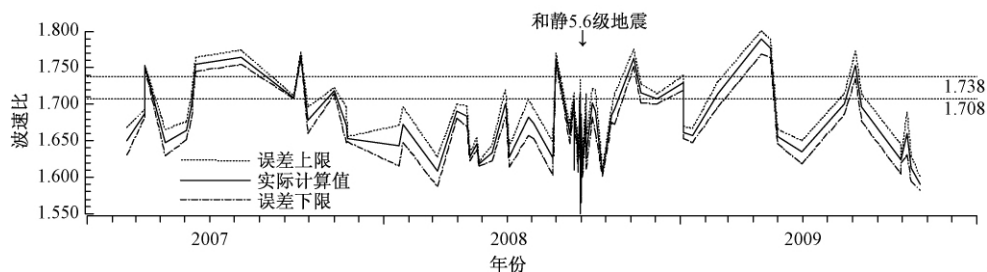


图5 和静 5.6 级地震前后异常区中波速比计算误差曲线

月出现明显的高值突跳点。波速比的变化过程是正常-降低-高值突跳-发震。

4.2 可能的物理解释

和静 5.6 级地震前,存在较明显的波速比由正常-降低-高值突跳-发震的异常演化过程。解释这种波速比异常的模式主要有两种:“扩容-进水”模式和“裂缝不稳定”模式(冯德益, 1981)。根据岩石样品破裂实验结果,在岩石受压初期,波速比随压力的增大而增大。但在岩石破裂前,当压力超过岩石强度的 50% 左右以后,波速比随压力的增大而明显下降。这种现象一般解释为,是介质结构发生变化并出现微破裂所致,并随之伴有体积膨胀(或称“扩容”)现象(冯德益, 1981;王林瑛等, 2008)。对于之后变化的认识则出现分歧,一种认为是由于地下水的渗入,水肿作用提高孔压力后,岩石弹性模量增大,波速比才又回升。但由于水的渗流很慢,需要一定时间才能恢复波速正常,达到发震阶段(李善邦, 1981)。另一种认为是当大部分体积内的裂隙达到一定的临界平均密度时,裂隙的数量和大小迅速增大,即为“雪崩”阶段。这时,介质的总形变速率急剧增加,性质发生突变。由于平行于未来主断层的小断裂的增加和集中,便有一些相对大的裂隙形成,它们局限在一个不稳定的形变狭带上,逐步串通成主断层。与此同时,不稳定形变过程的发生,又会导致狭带外围应力普遍减小,使裂隙停止发展,狭带内的形变速率减小,岩石的原有性质恢复(冯德益, 1981)。

致谢:感谢审稿者提出的宝贵意见以及敖雪明研究员提供的修改意见。

参考文献

- 蔡静观、张喜玲、李永莉等, 1997, 云南地区近期强震孕育过程中波速比突变的时空演化特征, 地震学报, 19(5), 535~541。
- 蔡静观, 2000, 波速比计算中的不确定因素和在地震预报中的应用, 地震研究, 23(1), 51~56。
- 戴维乐、张光白、夏瑞良等, 1989, 波速比用于地震预报程式研究, 见:许绍燮、陆远忠、朱传镇等, 应用地震学专辑, 北京:地震出版社。
- 刁桂苓、周仕勇、刘杰等, 2005, 岫岩地震序列的平均波速比前兆异常, 华北地震科学, 23(4), 1~5。
- 冯德益, 1981, 地震波速异常, 北京:地震出版社。
- 冯德益, 1988, 地震波理论和应用, 北京:地震出版社。
- 顾瑾萍、李清河、盛国英等, 1989, 地震波速比异常与预报应用, 见:许绍燮、陆远忠、朱传镇等, 应用地震学专辑, 北京:地震出版社。
- 李善邦, 1981, 中国地震, 北京:地震出版社, 522~532, 566~568。
- 陆远忠、陈章立, 1985, 地震预报的地震学方法, 北京:地震出版社。

- 黎明晓、刘杰 2006 云南地区地震序列的波速比(v_p/v_s)异常研究 地震 26(1) 26~34。
- 黎明晓、张晓东 2004 应用多台北测定华北地区地壳的平均波速比 地震 24(1) 163~169。
- 梅世蓉、冯德益、张国民等 1993 中国地震预报概论 北京:地震出版社。
- 王桂岭、吴秀莲、敖雪明 1979 新疆一些中强震前后的波速比异常 西北地震学报 1(2) 1~8。
- 王林琰、郭永霞、刘芳等 2008 文安地震前后首都圈分区波速比时变特征 地震学报 30(3) 240~253。
- 张爱香 2005 安阳及邻区中强地震前波速比时空演化特征分析与研究 防灾技术高等专科学校学报 7(1) 40~45。
- 张小涛、吕坚、马广庆等 2006 九江-瑞昌地震序列的波速比特征研究 华北地震科学 24(4) 36~40。
- 邹振轩、李金龙、俞铁宏 2006 应用多台和达法测定温州珊溪水库地区地震的平均波速比 地震 26(4) 133~137。
- Korneev V A, McEvilly T V, Karageorgi E D 2000 Seismological studies at Parkfield. VIII: Modeling the observed travel-time changes, Bull Seismol Soc Amer 90, 702~708。
- Li Y G, Vidale J E, Aki K, et al 1998 Evidence of shallow fault zone healing after the 1992 M7.5 Landers, California, earthquake Science 279, 217~219。
- Nakamura A, Hasegawa A, Hirata N, et al 2002 Temporal variations of seismic wave velocity associated with 1998 M6.1 Shizuikuishi earthquake Pure Appl Geophys 159, 1183~1204。
- Schaff D P, Beroza G C 2004 Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes, J Geophys Res, 109, B10302 doi:10.1029/2004JB003011。

Case analysis of wave velocities ratio abnormality before Hejing M5.6 earthquake in Xinjiang

Long Haiying Nie Xiaohong Tang Lanlan

Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

Abstract The authors used digital wave data of earthquakes in the middle of Tianshan mountains, Xinjiang and Heda method of multi-stations to calculate changes of wave velocities ratio before and after the Hejing M5.6 earthquake on August 30, 2008. They obtained the result as follows: ①In space, it forms a low value area of ellipse before the Hejing earthquake with M5.6. The half of the long axis is approximately 70km, while that of the short axis is approximately 65km. And the trend of the ellipse is NE. The Hejing M5.6 earthquake occurred in northwest part of the ellipse. ②Temporarily, it appeared as low value abnormality of 10 months before the Hejing M5.6 earthquake. Before this earthquake, the value was obviously high. It forms a model of normal-fall-high value-earthquake. In the calculation process, the error of wave velocities ratio is controlled in less than 0.05, and the correlation coefficient reached above 99.0%.

Key words: Hejing M5.6 earthquake Wave velocities ratio Middle of Tianshan mountain Xinjiang