

# 2008年攀枝花6.1级地震前后波速比变化研究\*

钱晓东, 苏有锦

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

**摘要:** 利用云南区域数字台网波形资料, 采用多台法计算了2008年8月30日在川滇交界攀枝花发生的6.1级地震前后波速比  $V_p/V_s$  变化, 结果表明: 地震前3年, 波速比出现一次持续时间相对较长的下降过程; 震前0.5年, 又出现一次持续时间相对较短、急剧下降的过程, 且伴随有多次低值异常; 震前2个多月至发震, 波速比从低值回升至均值附近; 震后波速比维持在均值上下波动, 并伴有高值出现。震区南部的元谋地区和东北部的巧家—普格一带波速比异常较为明显。

**关键词:** 攀枝花地震; 波速比; 多台法

**中图分类号:** P315.3

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2013)01-0015-09

## 0 前言

在强震孕育过程中, 尤其是在临震阶段较短时间内, 震源及其附近地区的地下介质由于区域应力场的增强, 孕震区应力的增加和应变的积累, 地下介质会产生诸如微破裂、塑性硬化、裂隙密度及饱水层变化, 当地震波通过这样的介质及其周边地区时, 地震波的传播速度会发生变化。早在1956年, 日本地震学家宫本贞夫就发现强震前地震波速度变化异常现象(冯德益, 1981)。随后, 前苏联、美国地震工作者陆续发现震前波速变化异常, 1962年前苏联谢苗诺夫利用加尔姆地区微震台网资料, 观测到了许多3.5~5.5级地震前波速比异常(陆远忠等, 1985)。美国的地震工作者也早已观测到震前波速比异常变化, Aggarwal等(1975)对纽约兰山湖一些1~3级小地震的波速比异常进行研究, 预报了1973年8月3日兰山湖2.6级地震, Scholz等(1973)提出膨胀扩容模式解释大地震前的波速变化及其前兆机理, 引起地学界的高度关注。随着宽频带数字化地震台网的建立和观测技术手段的提高, 波速比观测与研究有了进一步发展, Nakamura等(2002)研究了中强地震前后波速比变化, Schaff和Beroza

(2004)利用原地重复地震观测到震前震源区出现明显波速异常。

我国波速比研究开始于1970年, 至今有很多中强地震前波速比异常变化研究成果, 还有一些强震成功预报震例。徐果明和周惠兰(1982)对1976年松潘—平武7.2级地震提出的预报意见, 其主要依据为该区震前出现的波速比异常。1976年11月盐源—宁蒗6.7级地震前约1年, 董颂声等(1981)对滇西北进行波速比普查并发现异常, 于1975年11月向当地政府部门提出了书面预报意见。但是, 随着波速比研究的深入, 一些学者发现尽管有些中强地震发生在地震监测台网比较密集的地区, 但有些地震震前并未观测到波速比异常(McEvilly, Hohnson, 1973)。对于同样一个地震, 如1968年5月日本十胜近海7.9级地震, 有的学者观测到波速比异常(Iizuka, 1976), 有的却未观测到(Ohtake, 1973)。因此, 震前波速比异常是否是一种普遍现象? 这还需要进一步深入探索和研究, 需要积累更多震例来加以证实, 波速比研究具有重要理论和现实意义。笔者利用川滇交界地区数字化观测台网记录的波形资料, 详细研究了2008年8月攀枝花6.1级地震前后波速比变化, 发现震前波速比确实出现异常现象, 并对地震前后波速比变

\* 收稿日期: 2012-06-11.

基金项目: 云南省政府十项措施监测预报项目(JCYB-20080601-3)资助.

化特征做出了一定解释。

## 1 方法

本文采用多台和达方法, 设地下介质处于理想环境状态, 为均匀介质, 直达 P 波、S 波走时为

$$T_{Pi} - T_0 = D_i / V_{Pi}, \quad (1)$$

$$T_{Si} - T_0 = D_i / V_{Si}. \quad (2)$$

式中,  $T_{Pi}$ 、 $T_{Si}$  为各个台站  $i$  记录到的 P 波和 S 波到时,  $i$  为台站,  $i = 1, 2, \dots, n$ ,  $n$  为台站总数。  $T_0$  为发震时刻,  $D_i$  为震中距, 单位为 km。  $V_{Pi}$ 、 $V_{Si}$  为 P 波和 S 波传播速度, 单位为 km/s。从 (1)、(2) 式可得

$$\Delta T_i = T_{Si} - T_{Pi} = D_i / V_{\varphi i}, \quad (3)$$

$$V_{\varphi i} = \frac{V_{Pi} V_{Si}}{V_{Pi} - V_{Si}}. \quad (4)$$

式中,  $\Delta T_i$  为 S 波和 P 波到时差, 单位为 s,  $V_{\varphi i}$  为虚波速度。从 (1)、(3) 式可得

$$T_{Si} - T_{Pi} = k T_{Pi}, \quad (5)$$

$$k = \frac{V_{Pi}}{V_{Si}} - 1. \quad (6)$$

(5) 式表明, 若以各个地震台站记录到的 S 波和 P 波到时差为纵坐标, 以 P 波到时为横坐标, 当  $\Delta T_i$  在一定范围内所绘制的图形为直线, 利用最小二乘法可以求出直线斜率  $k$ , 将  $k$  代入 (6) 式得波速比为

$$\frac{V_{Pi}}{V_{Si}} = 1 + \frac{n \sum_{i=1}^n T_{Pi} \Delta T_i - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n \Delta T_i}{n \sum_{i=1}^n T_{Pi}^2 - \left( \sum_{i=1}^n T_{Pi} \right)^2} \quad (7)$$

直线回归的相关系数  $R$  和标准误差  $S$  分别为 (叶中行等, 2009)

$$R = \frac{n \sum_{i=1}^n T_{Pi} \Delta T_i - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n \Delta T_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n T_{Pi}^2 - \left( \sum_{i=1}^n T_{Pi} \right)^2} \sqrt{n \sum_{i=1}^n \Delta T_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n \Delta T_i \right)^2}}, \quad (8)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta T_i - \Delta T'_i)^2}{n - 2}}. \quad (9)$$

式中,  $\Delta T_i$  和  $\Delta T'_i$  分别是第  $i$  台 S 波和 P 波到时差的实际观测值和拟合值。

## 2 资料

川滇菱形块体是横跨四川南部和云南中部近似菱形的区域, 它的北部为北西走向的理塘—待巫断裂和则木河断裂连结而成, 东部为南北走向的小江断裂带, 南部为与北部断裂近似平行的北西走向的红河断裂, 西部为与东部小江断裂带近似平行的南北走向的金沙江断裂带。川滇菱形块体东西跨度约 350 km, 南北约 800 km, 在菱块内部存在两条相距约 140 km 的北南走向断裂: 元谋—绿汁江断裂和程海断裂, 在这两条断裂之间, 2000 ~ 2008 年间集中发生了 5 次 6 级以上强烈地震, 尤其是 2008 年 8 月发生的攀枝花 6.1 级地震, 位于元谋—绿汁江断裂。震区周围近年来数字地震台站逐渐增多, 地震前后在该区域已积累一定数量的中小地震观测资料, 笔者利用这些观测资料, 研究攀枝花地震前后波速比变化特征, 研究时间为 2004 年 1 月 ~ 2009 年 6 月, 研究区域为 ( $25^\circ \sim 27.7^\circ \text{N}$ ,  $101^\circ \sim 102.8^\circ \text{E}$ ), 考虑到震级小于 2 级的微小地震多数背景干扰大、信号弱, 读取的 P 波和 S 波到时误差大, 故取震级下限为 2 级, 该区域共发生地震 227 次。

本文资料选用云南省地震局昆明区域数字台网波形资料, 该台网始建于 1999 年, 至 2009 年已建成包含 53 个台站覆盖全省及周边地区的区域台网。2007 年 12 月以前, 采样率为 50 count/s, 理论时间精度为 0.02 s, 2008 年 1 月以后, 采样率增大了一倍, 相应精度提高一倍为 0.01 s。根据《地震学分析预报方法程式指南》(国家地震局科技监测司, 1990), 可以确定用于计算波速比的地震和台站的限定条件, 规定地震到台站的  $\Delta T_i \leq 20$  s, 且要有 3 个以上台站同时记录的地震为本文所用地震。图 1 给出研究区域台站和震中分布, 图 6 为相应地震波射线空间分布 (圆表示主震, 三角形表示台站), 从图中看到, 所使用的地震台站达 24

个台，地震射线对攀枝花地震孕震区有较好的覆盖，尤其是主震南部的元谋—绿汁江断裂附近射线非常密集。

影响波速比可靠性的一个重要因素是地震波记录质量的好坏，我们应该挑选那些 P 波和 S 波到时都容易区分的资料，对于不可靠的 P 波和 S 波记录要放弃，图 2 给出几次地震的原始记录，从图中看到 P 波和 S 波较容易分辨，由于记录的采样率高，实际读取数据时可以放大，故 P 波和 S 波到时是容易读取且可靠的。

3 结果及分析

3.1 波速比  $V_p/V_s$  直线拟合

从 (5) 式可知，直达 P 波到时与 S 波、P 波

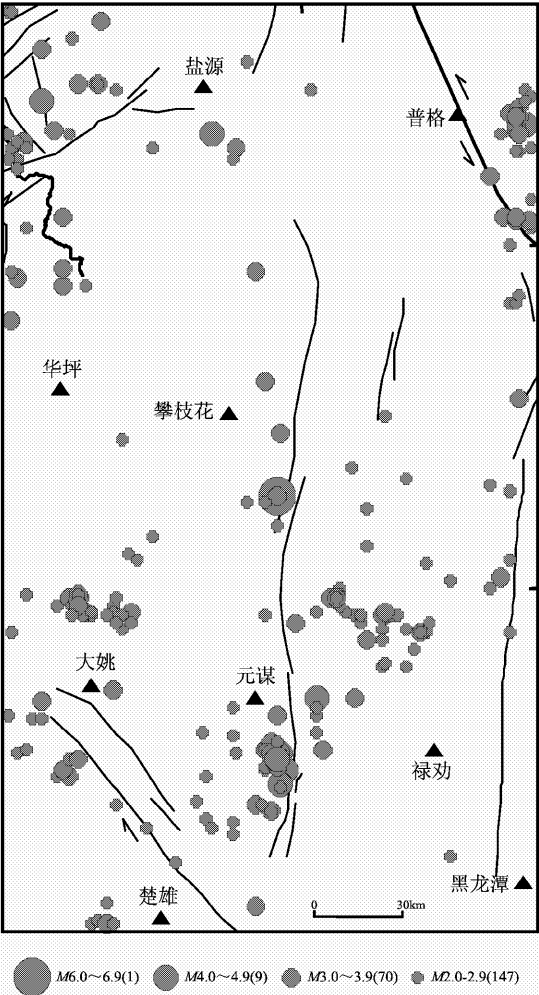


图 1 研究区台站及震中分布 (2004-01 ~ 2009-06)  
Fig. 1 Distribution of stations and earthquake epicenters in study area from Jan. , 2004 to Jun. , 2009

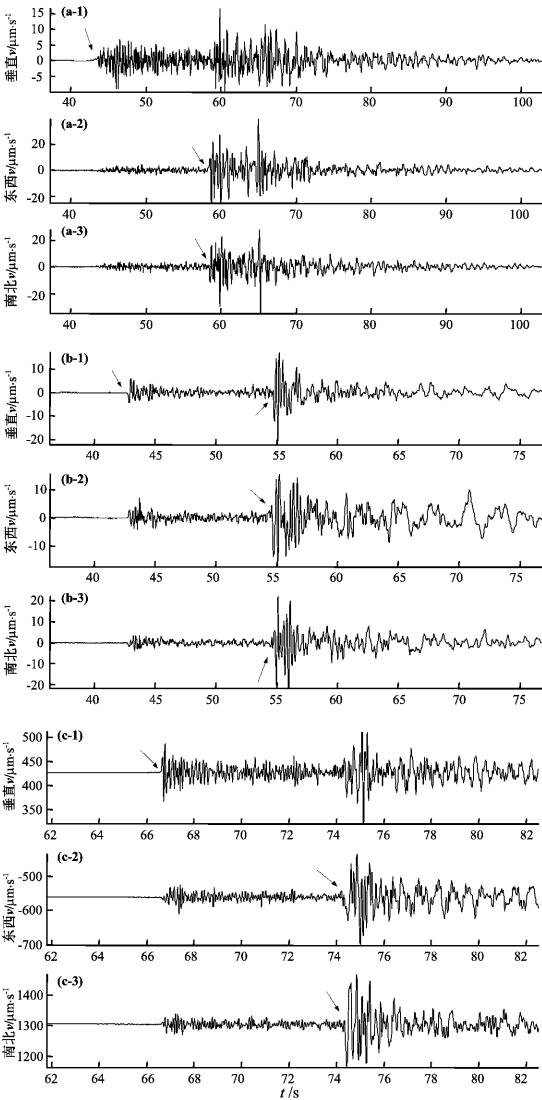


图 2 地震原始波形记录

(a) 团山台记录楚雄  $M3.5$  地震 (发震时刻: 2004 - 08 - 28 02:01:03; 震中距: 129.7 km;  $t$  轴开始时间: 2004 - 08 - 28 02:00:42); (b) 永胜台记录大姚  $M3.3$  地震 (发震时刻: 2005 - 10 - 22 13:44:43; 震中距: 91.8 km;  $t$  轴开始时间: 2005 - 10 - 22 13:44:17); (c) 大姚台记录元谋  $M3.6$  地震 (发震时刻: 2008 - 10 - 08 06:11:17; 震中距: 66.3km;  $t$  轴开始时间: 2008 - 10 - 08 06:10:22)

Fig. 2 Original waveform records of earthquakes

(a) Chuxiong  $M3.5$  earthquake recorded by Tuanshan Station (origin time: 2004 - 08 - 28 02:01:03, epicenter is 129.7 km, starting time of  $t$ -axis: 2004 - 08 - 28 02:00:42) (b) Dayao  $M3.3$  earthquake recorded by Yongsheng Station (origin time: 2005 - 10 - 22 13:44:43, epicenter is 91.8 km, starting time of  $t$ -axis: 2005 - 10 - 22 13:44:17) (c) Yuanmou  $M3.6$  earthquake recorded by Dayao Station (origin time: 2008 - 10 - 08 06:11:17, epicenter is 66.3 km, starting time of  $t$ -axis: 2008 - 10 - 08 06:10:22)

到时差为通过原点斜率为  $k$  的直线, 波速比  $V_p/V_s$  为  $k+1$ 。根据到时差小于 20 s 及 3 个以上台站的挑选地震限定条件, 研究区共发生  $M_L \geq 2.0$  地震 227 次, 符合条件的为 215 次: 8 个以上台站的为 34 次, 占总数的 16%, 5 个以上台站的有 150 次, 占 70%, 最多为 12 个台站。由此来看, 多数入选地震的到时数据达到 5 个台站以上。图 3 给出 4 次地震求波速比的直线拟合情况, 以图 3d 2008 年 12 月 9 日大姚 2.5 级地震为例, 图中横坐标为 P 波到时, 纵坐标为 S 波、P 波到时差, 有 7 个台站同时记录到清晰

的直达 P、S 波到时, 用最小二乘法直线拟合可得斜率  $k=0.73$ , 波速比  $V_p/V_s$  为 1.73。该次地震震源深度为 7 km, 实测 S 波、P 波到时差最小为 2.90 s, 为大姚台记录, 震源距为 21 km; 实测 S 波、P 波到时差, 最大为 18.75 s, 为易门台记录, 震源距为 153.9 km。从图中看到, 相关系数  $R=0.998$ , 说明观测数据与拟合直线较为相关, 标准误差  $S=0.36$ , 在误差 1.5 范围内, 从图中可以清楚地看到只有 2 个点(自下而上第 5、6 个点)与直线有较小偏离, 直线与观测数据整体上吻合较好。

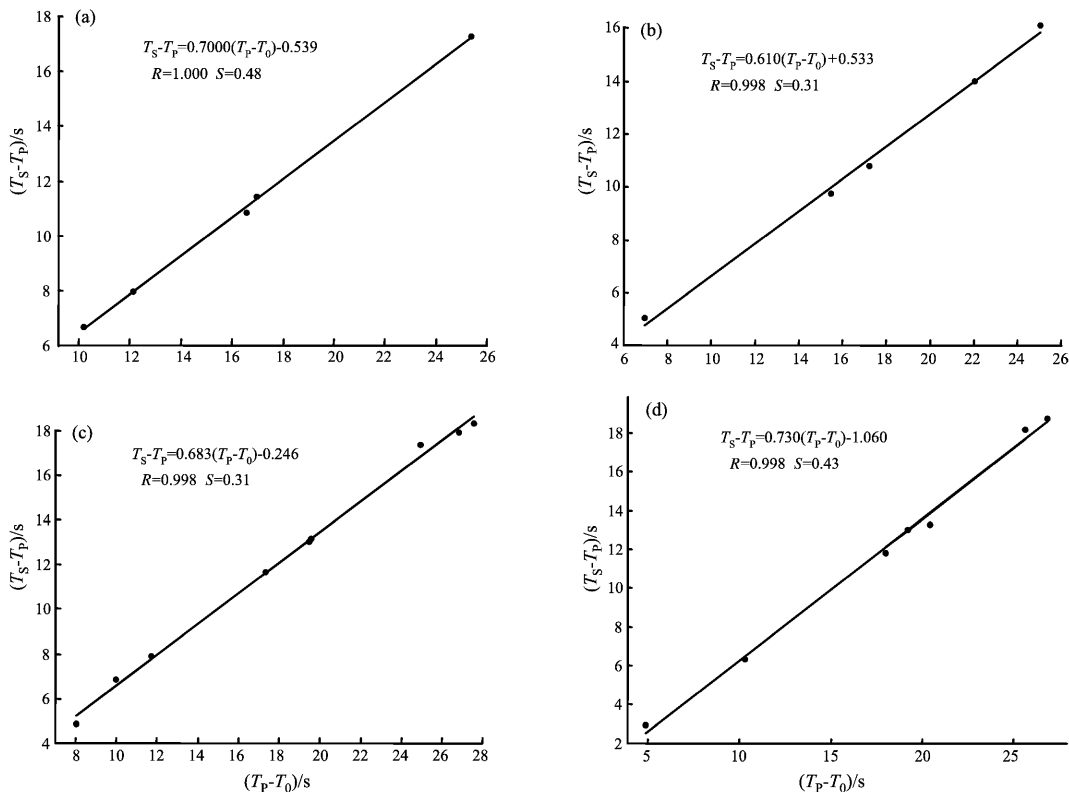


图 3 P 波到时与 S 波、P 波到时差关系

- (a) 2004-12-28 20:22:37 元谋 3.4 级地震; (b) 2007-02-18 22:26:20 武定 2.7 级地震;  
(c) 2008-01-09 22:11:24 永仁 2.7 级地震; (d) 2008-12-09 04:52:06 大姚 2.5 级地震

Fig. 3 The relationship between arrival time of P-wave and arrival time difference between S and P waves

- (a) Yuanmou M3.4 earthquake occurred at 20:22:37 on Dec. 28, 2004; (b) Wuding M2.7 earthquake occurred at 22:26:20 on Feb. 18, 2007; (c) Yongren M2.7 earthquake occurred at 22:11:24 on Jan. 9, 2008; (d) Dayao M2.5 earthquake occurred at 04:52:06 on Dec. 9, 2008

3.2 误差分析

图 4 给出相关系数  $R$  和拟合残差  $\Delta y$  统计, 从相关系数  $R$  来看 (图 4a),  $R$  小于 0.9 的数据仅有 12 次,  $R \geq 0.96$  的数据达到 197 次, 占总数的 92%,  $R \geq 0.98$  为 165 次, 占 77%,  $R \geq 0.99$  为 116 次, 占 54%。可见, 90% 以上的地震其相关系

数在 0.96 以上。

图 4b 为拟合残差  $\Delta y$  统计图。拟合残差为观测值与理论值之差, 本文取 0.1 s 为间隔进行统计, 从图中可以看到, 拟合残差正态分布现象较为明显,  $\Delta y$  在  $\pm 0.25$  s 以内的数据占总数的 40%, 而  $\Delta y$  在  $\pm 0.5$  s 以内的数据则高达 70%, 可见本

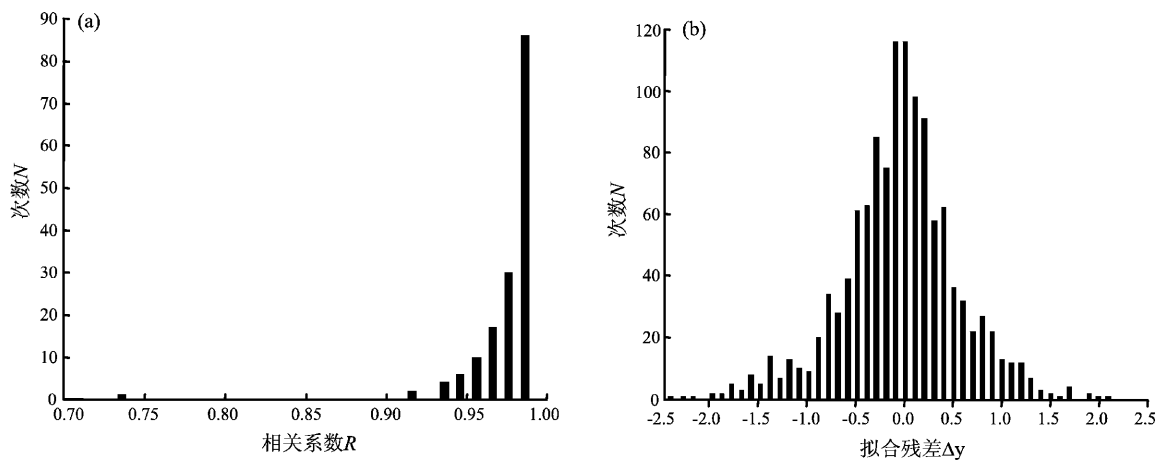


图 4 相关系数  $R$  (a) 和拟合残差  $\Delta y$  (b) 统计  
Fig. 4 Statistics of the correlation coefficient  $R$  (a) and the fitting residuals  $\Delta y$  (b)

文使用的拟合方法是能够保证绝大多数观测数据与直线有较为紧密的结合，从而使计算得到的波速比误差较小。

3.3 攀枝花 6.1 级地震前后波速比变化

图 5 给出攀枝花 6.1 级地震前后波速比  $V_p/V_s$  随时间的变化，为了消除单点突跳，对波速比进行 5 点平均，图中同时给出 5 点平均 1 点滑动平均线，3 条直线中实线为均值，上下两条虚线为 2 倍均方差。从图 5a 中看到，波速比最大值为 1.88，最小值为 1.53，平均值为 1.69，大部分在均值上下 2 倍均方差范围。2004 年至 2005 年 6 月，波速比在均值上下随机波动，高值点多于低值点，2005 年 6 月~2006 年 8 月，波速比出现缓慢下降过程（5 点移动平均线更为清楚），至 2006 年 8 月降到最低并出现 2 个低于 1.6 的低值异常点。2006 年 8 月~2008 年 3 月，波速比又逐渐恢复至均值附近波动。2008 年 3~6 月，波速比出现剧烈下降，并出现多达 7 次小于 1.6 的低值异常，之后在较短时间内回升到均值发生攀枝花 6.1 级地震，震后至 2009 年 6 月波速比在均值附近变化，期间有高值异常点出现，但未出现低于 1.6 的低值。从整个研究区较大范围来看，攀枝花 6.1 级地震前波速比出现 2 次异常变化，一次开始于震前相对较长的时间（3 年），波速比出现持续时间较长的下降过程，另一次是震前半年，波速比出现持续时间相对较短、急剧下降过程，并伴有群体低值异常出现。

通过分析每次地震得到的标准误差  $S$  可知，平均  $S=0.66$ 。虽然  $S$  的大小反映的是观测资料的离

散程度， $S$  面大意味着观测数据点较分散，但从另外角度考虑，观测数据出现分散，有可能是地下介质物理、化学性质发生改变所引起，这种离散现象对地震预测预报研究具有较大意义，因此，我们将标准误差大于均值 0.66 的波速比值挑选出来（图 5b），发现震前低值异常同样明显。

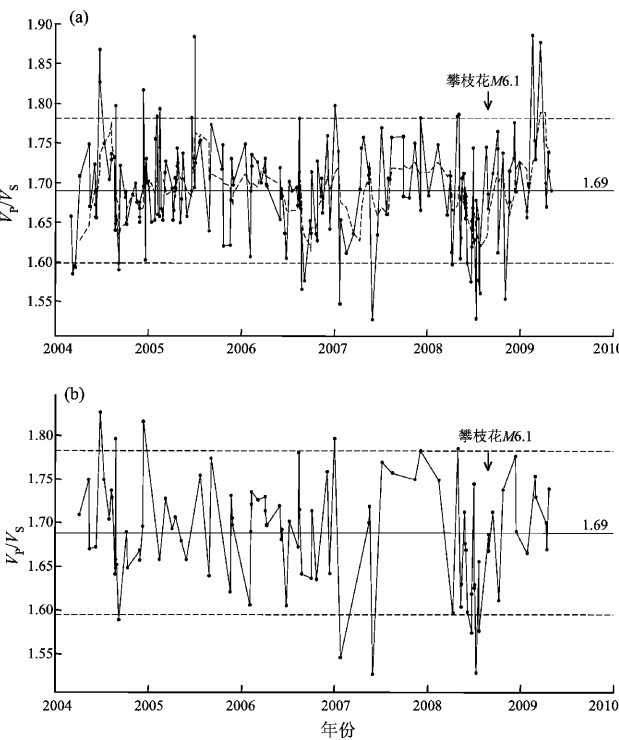


图 5 波速比随时间的变化  
(a) 全部数据；(b) 标准误差大于 0.66 的数据  
Fig. 5 Curves of wave velocity ratio changed with time  
(a) all the data; (b) data of standard error greater than 0.66



3.4 波速比分区特征

波速比反映的是地震波通过从震源至接收台站地下介质时，地震波平均速度变化，而地下介质存在横向不均匀性，为了尽量减少由于路径的差异对地震波的传播带来的影响，需要对发生地震的区域范围进行限制，使地震相对集中，计算得到的波速变化才能更好地反映地下介质的物性变化。根据地质构造和地震活动特性，我们将研究区划分为 4 块区域（图 6f），1 区包含楚雄、大姚及附近地区，2 区主要为元谋—绿汁江断裂及周边地区，3 区主要指盐源、宁蒗地区，4 区主要包括巧家、普格及附近地区。从地震波射线分布来看（图 6a~d），1、3 和 4 区地震射线未穿过攀枝花 6.1 级地震震区，波速比主要反映震区周边地下介质物理性质，2 区的地震射线穿过震区，射线较为密集的区域主要集中在震区及其南部，波速比变化主要反映震区及元谋—绿汁江断裂附近地下介质物理性质。图 7 给出分区波速比随时间变化，从图中看到：

1 区（楚雄—大姚）：波速比平均值为 1.71，震前 1 年未出现低值，2007 年初出现 1 次单点低值，但绝大多数数据都在均值上下随机波动，攀枝花 6.1 级地震前该区波速比异常不明显。

2 区（攀枝花—元谋）：波速比平均值为 1.68，比整个研究区、1 区和 3 区平均值低，2007 年 6 月以前变化平缓，其后幅度较大，震前 1 年左右出现低值，震前 3 个月也出现低值，震后有高值出现，攀枝花 6.1 级地震前该区波速比异常明显。

3 区（盐源—宁蒗）：波速比平均值为 1.71，高于整个研究区、2 区和 4 区平均值，震前 2 年左右出现单点异常，但震前 1 年无异常出现，震后波速比高低变化幅度较大，该区攀枝花地震前波速比异常不明显。

4 区（巧家—普格）：波速比平均值为 1.64，为 4 个区域中最低值，该区 2008 年以前地震较少，地震主要集中发生于震前 3 个月，从图中看到，震前有低值出现，小于均值的次数较多，震后波速比较高，无低值，攀枝花 6.1 级地震前该区波速比异常明显。

总体看来，攀枝花 6.1 级地震前 1 年左右波速比  $V_P/V_S$  出现低值异常，震区及元谋—绿汁江断裂附近低值异常较为明显，该区整体（平均）波速比低，小于 1.7；震区西北部的宁蒗—盐源地区和

西南部的楚雄—大姚地区与震区距离较远，整体处于高波速比状态（大于 1.7），震前波速变化不明显。震区东北部的巧家—普格地区，低波速比异常明显。

上述讨论波速比分区特征，是将研究区按构造和地震活动性划分为 4 块区域，反映的是每一区波速比平均特征，由于每块区域较大，尤其是区域 2 包括攀枝花至元谋较广区域，要反映空间精细特征，则要采用空间图像方法。图 8 给出研究区波速比空间分布，从图中看到，波速比高低值异常特点虽然与上述分区结论大体一致，但图中有

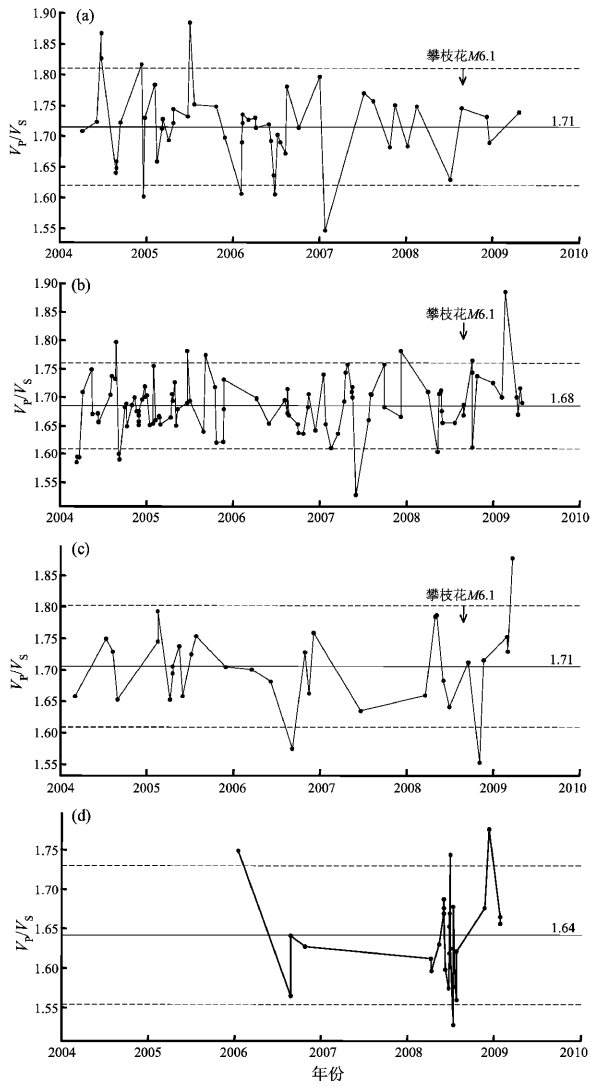


图 7 不同分区 1 区 (a)、2 区 (b)、3 区 (c)、4 区 (d) 波速比随时间的变化

Fig. 7 Wave velocity ratio changed with time in Region 1 (a)、Region 2 (b)、Region 3 (c)、Region 4 (d)

两个现象较为突出,一是攀枝花震区较小范围内未出现低值,低值出现在其南部的元谋附近;二是震区东北部的普格、巧家一带出现大面积低波速比。攀枝花 6.1 级地震前的 2008 年 5 月 12 日,四川汶川发生 8.0 级大地震,发震断裂北东走向的龙门山断裂向西南方向延伸即指向这片低值区,从图中看到低波速比地区似乎显现出北东向带状分布。震区东北部出现的大面积低值异常是否受到汶川大地震及其强余震影响还有待深入研究。

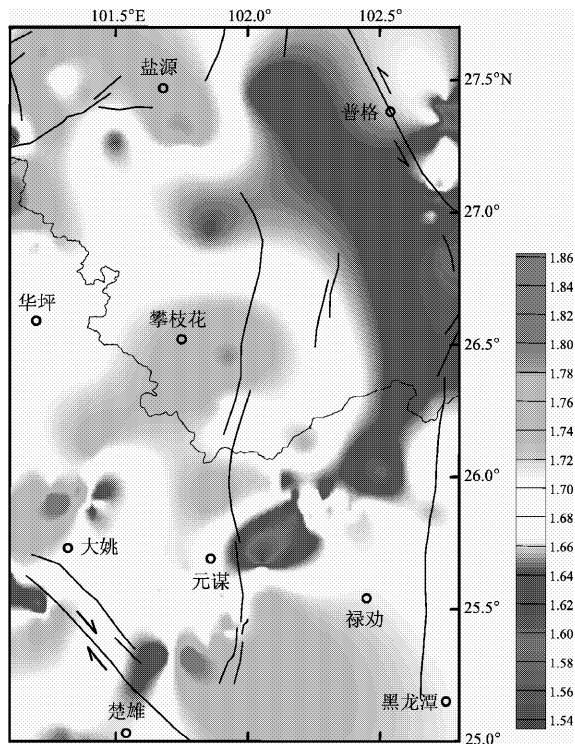


图 8 波速比空间分布

Fig. 8 Space distribution of wave velocity ratio

## 4 讨论和结论

### 4.1 讨论

真实地壳是多层的,不同岩性的地层常表现出不同的传播速度。从 (1)、(2) 式可知,波速比是在一定假设条件下得到的,即地震射线是直线传播,震源上方介质是均匀和单层的,因此,  $V_p/V_s$  并非真正地震波传播速度的比值。  $V_p/V_s$  依赖于 P 波和 S 波到时数据,是多个台站资料线性拟合结果,最小二乘线性拟合直线一定通过纵、横坐标平均值,因此可以认为波速比是各台数据总体平均结果,是对震源至台站介质物理性质的综

合反映。波速比表达式为 (时振梁等, 1990)

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (10)$$

式中,  $\sigma$  为泊松比。由式 (10) 可见,波速比与地下介质的泊松比  $\sigma$  有关,是  $\sigma$  的函数,波速比随  $\sigma$  的增大而增大。岩石  $\sigma$  一般在 0.2 ~ 0.4 之间,若取  $\sigma = 1/4 = 0.25$ ,则正常情况下波速比为 1.73。泊松比  $\sigma$  表示岩石受力后横向与纵向应变之比,反映岩石的完整程度,当孕震区应力场强度增强时,岩石趋向于固结,  $\sigma$  变小,从而波速比变小。随着应力场强度的不断增加,岩石临破裂前微裂隙增多,横向变形愈加明显,  $\sigma$  增大,相应波速比增大 (波速比增大并非波速增大,岩石中的孔隙越多、岩石越破碎, P 波或 S 波的速度反而下降)。这可能就是我们观测到的震前波速比减小而临震反而回升的原因。地震后,岩体破碎且结构面变软,随着余震的不断发生使震区附近岩体裂纹增多,  $\sigma$  增大,相应波速比增大,可能是攀枝花 6.1 级地震后波速比不断出现高值的原因。

本文得到的攀枝花 6.1 级地震前波速比存在正常→降低→上升 (恢复)→发震的异常变化过程,与国内许多学者得到的结论是一致的。都昌庭等 (2001) 研究了 2000 年 9 月青海兴海 6.6 级地震前波速比变化,发现震前波速比下降过程明显。曾文敬等 (2007) 研究了 2005 年 11 月九江瑞昌 5.7 级地震主余震波速比变化,由于震区主震前无地震活动,发现余震的强度和频度有明显增强之前,波速比会出现下降变化。王林瑛等 (2008) 研究了 2006 年 7 月河北文安 5.1 级地震前后波速比变化,得到的文安地震前波速比变化特征结论与本文攀枝花地震前变化过程结果较为相似。

### 4.2 结论

2008 年 8 月 30 日在川滇交界攀枝花发生 6.1 级地震,本文利用云南省地震局昆明区域数字台网波形资料,分析处理了震中及周边地区 24 个地震台,2004 年 1 月 ~ 2009 年 6 月 2.0 级以上地震 227 次,处理 P 波、S 波震相 1 300 多个,采用多台和达法计算了攀枝花 6.1 级地震前后波速比  $V_p/V_s$ ,结果表明:

(1) 研究区在研究时段内满足波速比限定条件的地震达 215 次,参与计算的数据 5 个台以上占 70%。



(2) 误差分析表明, 计算得到的波速比是可靠的。

(3) 攀枝花地震前3年, 波速比出现一次持续时间相对较长的下降过程, 震前0.5年, 波速比又出现一次持续时间相对较短、急剧下降过程, 且伴随有多次异常低值出现, 震前2个多月至发震, 波速比从低值回升至均值附近。

(4) 震后波速比维持在均值上下波动, 并伴有高值出现。

(5) 震区南部的元谋附近和东北部的巧家—普格一带波速比异常较为明显。

### 参考文献:

- 董颂声, 葛焕称, 罗荣联, 等. 1981. 根据波速比变化预报地震的一个实例[J]. 地震学报, 3(2): 21–31.
- 都昌庭, 徐兰芬, 赵承海. 2001. 兴海6.6级地震前后地震波的变化[J]. 高原地震, 13(1): 38–44.
- 冯德益. 1981. 地震波速度异常[M]. 北京: 地震出版社.
- 国家地震局科技监测司. 1990. 地震学分析预报方法程式指南[M]. 北京: 地震出版社.
- 陆远忠, 陈章立, 王碧泉, 等. 1985. 地震预报的地震学方法[M]. 北京: 地震出版社.
- 时振梁, 张少泉, 赵荣国, 等. 1990. 地震工作手册[M]. 北京: 地震出版社.
- 王林瑛, 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[J]. 地震学报, 30(3): 240–253.
- 徐果明, 周惠兰. 1982. 地震学原理[M]. 北京: 科学出版社.
- 叶中行, 王蓉华, 徐晓岭, 等. 2009. 概率论与数理统计[M]. 北京: 北京大学出版社: 406–416.
- 曾文敬, 项月文, 邹水林. 2007. 九江—瑞昌主—余震的波速比变化初探[J]. 华南地震, 27(4): 73–78.
- Aggarwal Y P, Sykes L R, Simpson D W, et al. 1975. Spatial and temporal variations in  $t_s/t_p$  and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction[J]. JGR, 80(5): 718–732.
- Iizuka S. 1976. Changes in  $V_p/V_s$  before the Tokaichi-Oki earthquake of May 16, 1968 of NE Japan[J]. Nature, 260: 415–417.
- McEvilly T V, Hohnson L R. 1973. Earthquake of strike-slip type in Central California: evidence on the question of dilatancy[J]. Science, 182(4112): 581–584.
- Nakamura A, Hasegawa A, Hirata N, et al. 2002. Temporal variations of seismic wave velocity associated with 1998 M6.1 Shizukuishi earthquake[J]. Pure Appl Geophys, 159: 1 183–1 204.
- Ohtake M. 1973. Changes in  $V_p/V_s$  ratio related with occurrence of some shallow earthquakes in Japan[J]. J Phys Earth, 21: 2.
- Schaff D P, Beroza G C. 2004. Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes[J]. J Geophys Res, 109: B10302, doi:10.1029/2004JB003011.
- Scholz C H, Sykes L R, Aggarwal Y P. 1973. Earthquake prediction: A physical basis[J]. Science, 181(4102): 803–809.

## Variation Research of Wave Velocity Ratio Before and After Panzhihua $M_s6.1$ Earthquake

QIAN Xiao-dong, SU You-jin

(Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

### Abstract

Basing on waveform data in Yunnan Regional Digital Network, we calculated the variation of wave velocity ratio before and after the Panzhihua  $M_s6.1$  earthquake which occurred on Aug. 30, 2008 in the boundary between Sichuan and Yunnan by multi-station method. The results showed that the wave velocity ratio decreased for a relatively long duration in study area in three years before the earthquake, and it decreased sharply for relatively short duration, accompanied by a number of low abnormal in half a year before the earthquake. From more than two months before the earthquake to earthquake occurrence, wave velocity ratio gone up again from the low value to the mean value, after the earthquake, it maintained around the mean value accompanied by the high value. Wave velocity ratio anomalies were obvious near Yuanmou and Qiaojia-Puge respectively in southern and northeast of earthquake zone.

**Key words:** Panzhihua  $M6.1$  earthquake; wave velocity ratio; multi-station method