

翁钊强、梁向军、吴昊昱等,2015,单台多震和达法研究山西地区的波速比变化特征,中国地震,31(1),89~100。

单台多震和达法研究山西地区的 波速比变化特征

翁钊强¹⁾ 梁向军^{2,3)} 吴昊昱^{2,3)} 刘林飞^{2,3)} 李丽^{2,3)}

1) 汕头地震台,广东省汕头市大学路243号 515063

2) 山西省地震局,太原 030021

3) 太原大陆裂谷动力学国家野外科学观测研究站,太原 030021

摘要 基于山西数字地震台网2001年1月~2014年10月 $M_L \geq 2.0$ 地震震相到时数据,利用单台多震和达法计算山西地区波速比,并结合2010年3次 $M_s \geq 4.5$ 地震探讨地震前后波速比的变化特征。结果表明,在3次地震前远台波速比异常出现时间较早,为震前6个月至1年;而近台波速比异常出现时间相对较晚,为震前10天至2个月不等,因此可通过远台、近台所围限的范围来缩小地震预测地点。东山台计算结果表明,发震时刻残差大小会影响波速比变化细节,因此在实际应用中,应首先确定每个台站发震时刻的残差阈值,以确保波速比计算结果的科学性和稳定性。

关键词: 单台多震和达法 波速比 山西地区

[文章编号] 1001-4683(2015)01-0089-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] As

0 引言

“十五”数字化测震台网运行以来,随着数字地震观测仪器的改进、台站布局的改善和密度的增加以及震相资料的不断积累和观测精度的提高,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越来越多,如:施甸地震序列波速比在主震发生后、强余震发生前出现趋势性下降(黎明晓等,2006);水库地震前波速比异常存在下降-回升-发震的过程(邹振轩等,2006);在文安和唐山附近地区地震波速比出现正常-降低-恢复-发震的异常演变过程(王林琪等,2008),不同学者通过研究不同区域中强地震前后和水库地震波速比变化特征,对震前存在波速异常予以了肯定。但这些研究所用的是单震多台和达法的计算结果,得到的波速比为较大范围地震的平均结果,有可能使小区域的局部波速比异常因求平均而减弱。为提高波速比空间分布特征的空间分辨率,有学者开始采用单台多震和达法对研究区域的台站波速比进行研究。李艳娥等(2014)的研究结果表明,汶川地震前波速比显著

[收稿日期] 2014-06-23; [修定日期] 2014-12-10

[项目类别] 中国地震科技星火计划项目(XH12008Y、XH13004)、中国地震局青年骨干项目(20140305)和山西省基础研究基金(2012011029)共同资助

[作者简介] 翁钊强,男,1978年生,工程师,主要从事地震监测与分析工作。E-mail:651596602@qq.com

通讯作者:梁向军,女,主要从事地震监测与分析工作。E-mail:liang_xj2005@163.com

变化的台站的分布范围与孕震区范围大体一致,这为确定汶川 $M_s 8.0$ 地震前震源区是否存在地壳介质的显著时空变化提供了有利证据;王林瑛等(2014)研究发现,芦山 $M_s 7.0$ 地震前部分台站也出现了波速比低值异常随时间变化的现象,该研究结果对于判断和圈定未来强震孕育可能的空间范围很有意义。为此,本文选用山西数字地震台网 2001~2014 年的震相到时数据研究山西地区的波速比变化特征。

1 研究方法

单台多震和达法是单台记录到的多个地震事件的平均波速比(图 1),表征在多次地震发生时段内,多次地震震源至某个固定台站的一定范围内的平均波速比。波速比计算方法由日本地震学家和达清夫于 1928 年提出。在假定震源区到地表介质为理想均匀弹性的条件下,对于理想的均匀弹性介质,纵波速度 v_p 和横波速度 v_s 与介质泊松比 σ 、扬氏模量 E 和介质密度 ρ 之间的关系为(李善邦,1981)

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(1 + \frac{2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2} \right)} \quad (1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}} \quad (2)$$

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (3)$$

式中,波速比 v_p/v_s 为介质的泊松比 σ 的函数,反映的是地壳上层介质泊松比的变化。本文在计算波速比的同时也计算了 P 波和 S 波的视速度。

根据 P 波走时和 P、S 波到时差的线性关系得到的 v_p/v_s 波速比值见式(4),线性相关系数 R 根据式(5)计算得出。根据 P 波走时和相应台站的震中距的线性关系得到的 v_p 视速度见式(6)。同理,根据 S 波走时和相应台站震中距的线性关系得到的 v_s 波视速度如式(7)所示。

$$v_p/v_s = 1 + \frac{n \sum_{i=1}^n \Delta T_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n \Delta T_i \right)^2}{n \sum_{i=1}^n \Delta T_i T_{Pi} - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n \Delta T_i} \quad (4)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (T_{Pi} - \bar{T}_{Pi})(\Delta T_i - \Delta \bar{T}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (T_{Pi} - \bar{T}_{Pi})^2 \sum_{i=1}^n (\Delta T_i - \Delta \bar{T}_i)^2}} \quad (5)$$

$$v_p = \frac{n \sum_{i=1}^n D_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n D_i \right)^2}{n \sum_{i=1}^n D_i T_{Pi} - \sum_{i=1}^n T_{Pi} \sum_{i=1}^n D_i} \quad (6)$$

$$v_s = \frac{n \sum_{i=1}^n D_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n D_i \right)^2}{n \sum_{i=1}^n D_i T_{Si} - \sum_{i=1}^n T_{Si} \sum_{i=1}^n D_i} \quad (7)$$

式中, T_{Pi} 为 P 波走时; T_{Si} 为 S 波走时; ΔT_i 为 $T_{Si} - T_{Pi}$; D_i 为震中距; n 为每个地震到时数据个数。由下式给出波速比的计算误差 γ

$$\gamma = (v_p/v_s - 1)^2 \sqrt{\frac{n \sum_{i=1}^n (\delta t'_{Pi})^2}{(n-2) \left[n \sum_{i=1}^n \Delta T_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n \Delta T_i \right)^2 \right]}} \quad i = 1, \dots, n \quad (8)$$

$$\delta t'_{Pi} = (T_{Pi} - T_0) - \frac{\Delta T_i}{v_p/v_s - 1}$$

式中, T_0 为发震时刻。

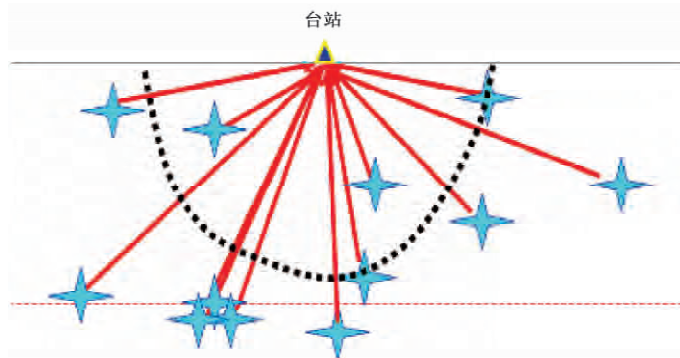


图1 单台多震和达法示意图(据李艳娥等(2014))

★表示震源; ▲表示台站; -表示直达波; 虚线半圆表示单台波速比监控范围

上述计算方法的优点是利用一个台站不同时间记录的震相数据,在地震时空分布相对均匀和稳定的情况下,计算出的平均波速比和波速值稳定性较高,可在一定程度上提高结果的空间分辨能力。利用近距离分布的多个台站的波速比和波速的时间变化的同步性或准同步性,可有效提高计算结果的客观性和可靠性。

单台多震法与单震多台法相比有一定的优势,表现为:①每次拟合的地震个数稳定;②每次参加拟合计算的台站位置确定;③每次计算结果是某台站下方一定范围的平均波速比,空间分辨能力较高;④距离相近的台站可进行可靠性比测,有效提高了异常判别的可信度。影响该方法计算结果稳定性的因素为:每次参与计算的多个地震的位置可能不稳定;可能存在时间服务稳定性和精度的影响。此方法的约束条件:

①到时数据个数 = 50; ② $T_{s-p} \leq 20s$; ③ 相关系数 $R \geq 0.95$; ④ 误差 $\gamma \leq 0.05$; ⑤ 震中距 $\leq 160km$ 。

2 资料的选取

本文选取山西数字地震台网 2001 ~ 2014 年 10 月 $M_L \geq 2.0$ 地震(图 2)的直达波到时数

据,其中2001年1月~2008年5月为“九五”数字化测震台网运行以来的资料,2008年山西数字地震台网进行了“十五”数字化测震台网改造,包括外省台站在内数目增加到47个,于2009年前后基本完成。改造后定位结果更加可靠,精度有所提高,确保了波速比计算结果的可靠性。

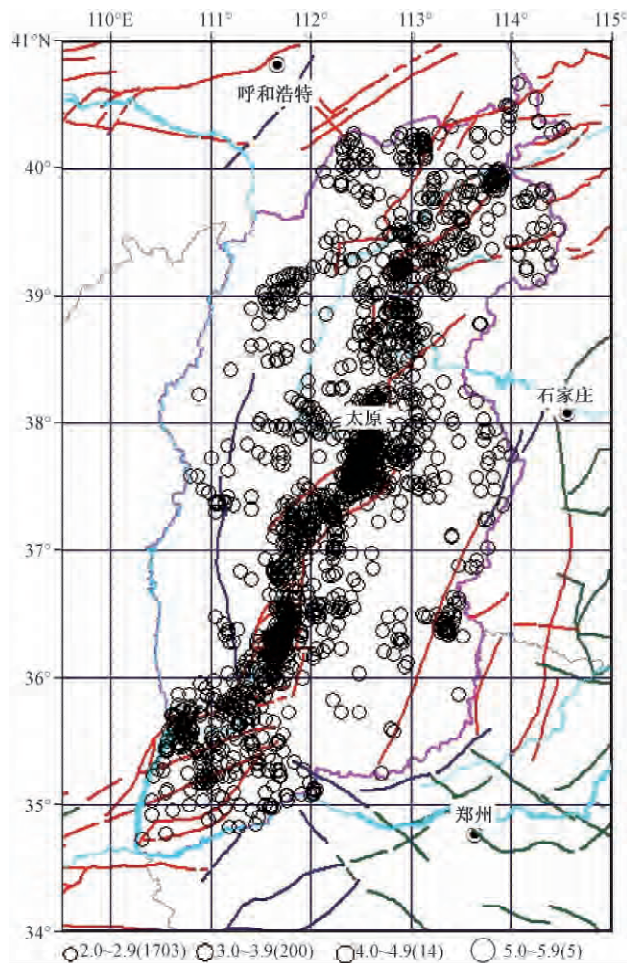


图2 山西地区2001年1月~2014年10月 $M_L \geq 2.0$ 地震震中分布图
括号内数字为地震次数

3 单台多震和达法计算的波速比结果

本文采用单台多震和达法对山西地区32个台站(图3)记录的地震进行波速比计算,资料选取原则为:利用2001年1月~2014年10月台站周围160km范围内多次地震的到时数据,以50个地震作为1组数据来拟合波速比值。为了获取稳定的趋势变化,对计算结果采用50点滑动,得到单台波速比时序曲线。由于个别台站为汶川地震后启用,且2010年山西北、中、南部分别发生大同-阳高 $M_s 4.5$ 、阳曲 $M_s 4.6$ 、河津 $M_s 4.8$ 等地震,为了便于获取地震发生前后波速比异常空间上有无同步性,本文重点研究2009年以来波速比变化特征。图4

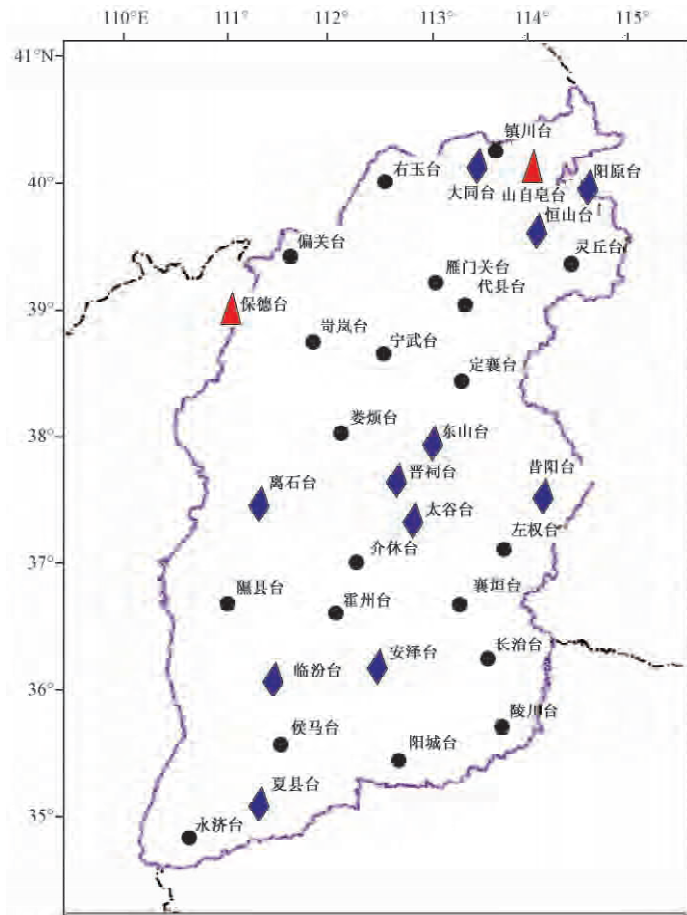


图 3 参加计算波速比的台站分布图

● 无异异常台站; ▲ 波速比异常台站; ◆ 波速比异常结束台站

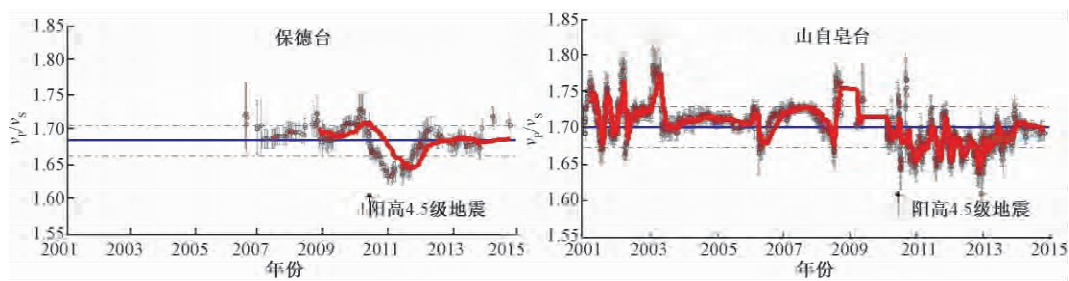


图 4 波速比持续异常台站的波速比随时间的变化曲线

粗线为 50 次地震事件的滑动平均值; 上、下两条虚线表示 1 倍方差

为波速比持续异常持续的台站的波速比随时间的变化曲线;图 5 为波速比异常恢复正常值的台站的波速比随时间的变化曲线。由图 3 ~ 5 可见,2009 年以来山西地区共有 13 个台站出现了波速比低值异常,其中出现时间最早的为南部的安泽台,最晚为中部的太谷台。其中

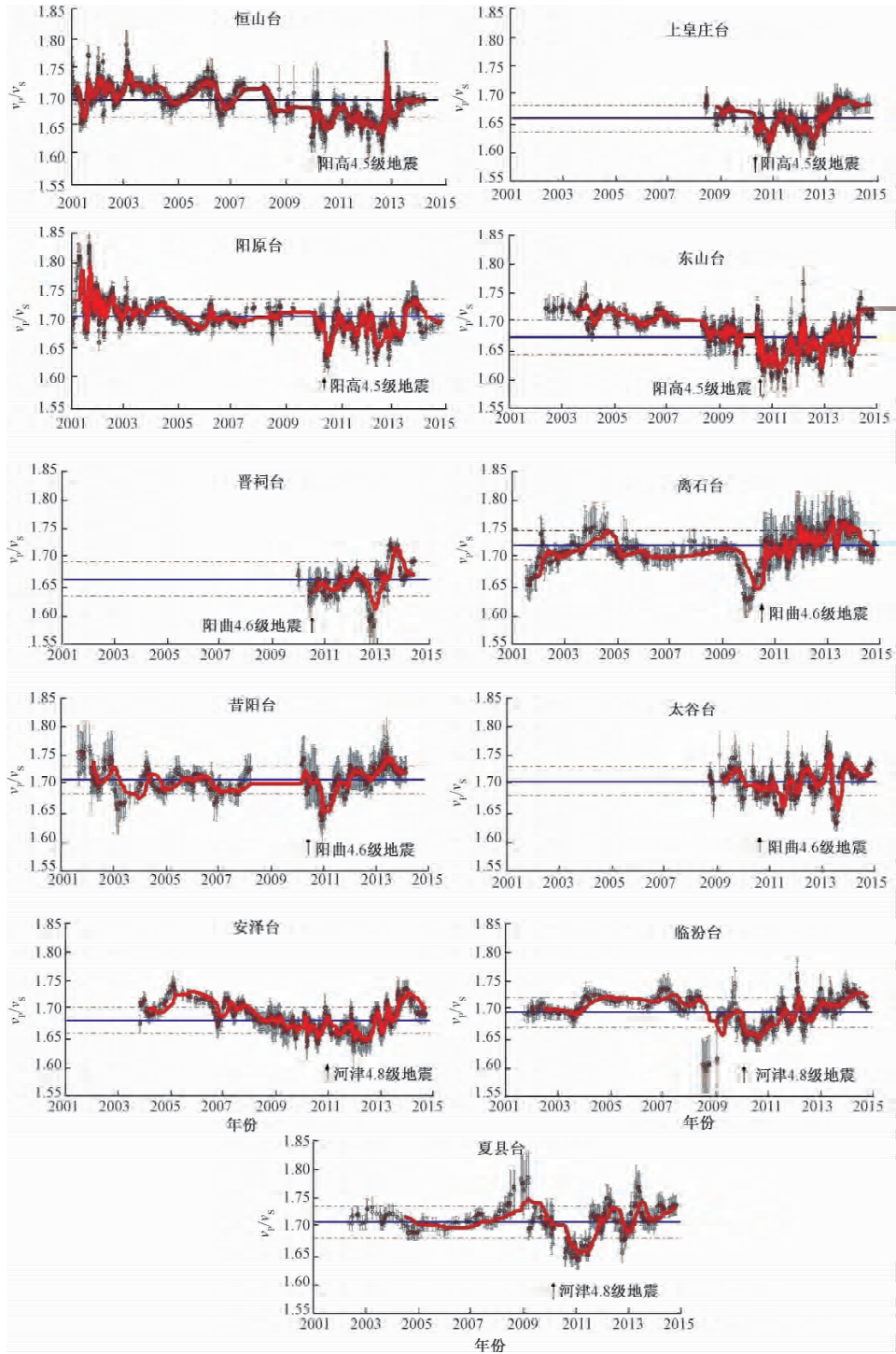


图5 波速比由异常恢复正常的台站的波速比随时间的变化曲线
粗线为50次地震事件的滑动平均值;上、下两条虚线表示1倍方差

2010年1月24日河津4.8级地震前,只有南部的安泽台震前10个月波速比开始出现趋势性下降异常,地震即发生在波速比低值异常波动中;而距离震中较近的临汾台、夏县台波速比则是在地震前15天开始出现下降,且震后低值异常持续2年左右(截至2014年10月)。2010年4月4日大同-阳高4.5级地震前,距震中约90km的雁门关台在2009年10月波速比出现异常,地震发生在低值回升过程中,震后于2010年底波速比恢复正常;而距离震中较近的恒山台、山自皂台、阳原台等则仅在震前2月出现波速比下降异常,震后低值异常持续发展。2010年6月5日阳曲4.6级地震前,同样距离震中较远的宁武台、离石台、岢岚台等于2009年6、9、10月出现波速比趋势性下降,在低值过程中发震;而距离震中最近的东山台则仅在震前1月才出现波速比下降的低值异常,震后异常持续。上述异常共同的特点是近台波速比异常比远台的出现晚,远台波速比异常一般出现在震前6个月至1年,近台则基本在震前10天至2个月不等。由于单台波速比表征的是台站周围160km范围内的介质变化情况,而从波速比异常台站与震中的关系来看,尽管波速比异常台参与计算的样本在相邻的台站之间有重复的情况,但如果根据前述特点将最早出现的台站作为远台的话,可以利用近台与远台包围的区域来缩小地点预测范围。从上述3次震例来看,这还是有一定预测效果的。而这些特点与冯德益(1981)根据多次震例总结出的波速比异常远台比近台结束的早的结论不太一致,值得进一步深入研究。

由图5可见,在3次地震之后波速比异常恢复正常的台站共有11个(即北部的大同、恒山、阳原台,中部的东山、晋祠、昔阳、太谷、离石台,南部的临汾、安泽、夏县台)。表1为台站波速比异常统计表,从表1也可以看出,截至2014年10月,吕梁山隆起区的离石台异常结束时间最长,已经达3年又4个月;南部的夏县、临汾台异常结束时间为2年8个月~2年9个月;中北部的晋祠、恒山、大同、阳原台和南部的安泽台异常结束时间为1年5个月~1年8个月;结束时间最短的是中部的东山台,为6个月。从收集的21次震例的波速比研究结果来看(表2),2次4级地震震前波速比无异常;3次5~7级地震在低值异常持续中发震;16次5~8级地震均是在异常结束后发震,异常结束到地震发生的时间间隔除1个台外,其余均在1年内。参考震例清理结果,11个台站的波速比异常结束时间均在1年以上(截至2014年10月),可以认为超出预测期限。目前,仅有北部的山自皂台、保德台和中部的东山台的异常有预测意义。

表1 台站波速比异常统计表

台站	异常开始时间(年-月)	异常结束时间(年-月)	异常状态
保德台	2011-01		持续
山自皂台	2010-06		持续
大同台	2012-01	2013-03	已结束1年7个月
恒山台	2010-02	2013-02	已结束1年8个月
阳原台	2010-02	2013-05	已结束1年5个月
东山台	2010-11	2014-04	已结束6个月
晋祠台	2012-05	2013-04	已结束1年6个月
昔阳台	2010-11	2012-01	已结束2年9个月
太谷台	2013-04	2013-10	已结束1年
离石台	2009-09	2011-06	已结束3年4个月
安泽台	2009-03	2013-03	已结束1年7个月
临汾台	2010-01	2012-02	已结束2年8个月
夏县台	2010-01	2012-01	已结束2年9个月

注:统计时间截至2014年10月

表 2 波速比异常震例统计表

地震	震级 M_s	异常持续时间	异常结束到 发震间隔	震后	方法	台站
2003 年云南大姚地震(周龙泉等,2007)	6.2	2.5 年低值	震前 1 个月由低变高	高值	单台多震空间分布	云南地震台网
2008 年四川攀枝花地震(钱晓东等,2013)	6.1	3 年持续下降,0.5 年急剧下降	震前 2 个月回升到均值	在均值附近波动	多台和达法	距震中 160km 以内的台站
1979 年安徽固镇地震(徐鑫等,2013)	5.0	低值异常	震前 3 个月恢复到正常值	正常值附近波动	多台和达法	距震中 180km 以内的台站
1995 年江西瑞昌地震(徐鑫等,2013)	4.5	低值异常	震前 3 个月恢复到正常值	正常值附近波动	多台和达法	距震中 180km 以内的台站
1995 年山东苍山地震(徐鑫等,2013)	5.2	正常值	震前 3 个月出现低值,震前 10 天恢复至正常值	正常值附近波动	多台和达法	距震中 180km 以内的台站
1999 年安徽利辛地震(徐鑫等,2013)	4.1	低值异常	持续低值异常	正常值附近波动	多台和达法	距震中 180km 以内的台站
2005 年江西九江地震(张小涛等,2006)	5.7	正常值	震前 3 个月低值异常	低值异常持续 2 年后恢复至正常值	多台和达法	距震中 180km 以内的台站
1989 年山西大同-阳高地震(刘继禄等,1999)	5.6	30 个月低值	源区 1989 年 2 月历时 8.5 个月恢复正常值,场区 1989 年 1 月震前 7 个月高值,场源波速比达到最高值后发震,且发生在震中一侧,另一侧无异常	正常值附近波动	多台和达法	天镇台、右台、山自皂台、阳原台、应县台、恒山台
1983 年 11 月 7 日山东菏泽地震(林眉等,2010)	5.9	1981 年 1 月~1983 年 2 月低值异常	震前 8 个月恢复正常值	正常值	多台和达法	山东、河南台网
1988 年澜沧-耿马地震(蔡静观等,1999)	7.6、7.2	-	震前 1 个月突跳高值	正常值	单台单震	澜沧台距震中 40km
2013 年四川芦山地震(王林瑛等,2014)	7.0	低值异常持续 3.5 年	除小金台,其余 3 个台震前 1 年恢复正常值	正常值	单台和达法	小金、蒙顶山、油灌顶和花马寺四个台
1986 年青海门源地震(都昌庭等,1997)	6.4	1983 年 10 月~1986 年 2 月门源 28 个月低值,湟源 25 个月低值	恢复正常值 4 个月后发现地震	正常值	单台单震	门源、湟源台

续表 2

地震	震级 M_s	异常持续时间	异常结束到 发震间隔	震后	方法	台站
1990 年青海共和地震(都昌庭等,1997)	7	1987 年 5 月 ~ 1990 年 2 月门源 34 个月, 湟源 35 个月低值	震前 2 个月恢复正常值	正常值	单台单震	门源、湟源台
1998 年河北张北地震(刘继禄等,2001)	6.2	1994 ~ 1996 年 23 个月低值, 1996 ~ 1997 年 14 个月平静	震前 8 个月恢复正常值	正常值	单震多台	河北台网
2008 年四川汶川地震(王林瑛等,2011)	8.0	2000 年 7 年低值异常	持续低值异常		单台和达法	四川台网, 青川, 平武, 黑水, 汶川 4 个台站
2006 年新疆乌苏地震(龙海英等,2001b)	5.1	震前 9 个月低值异常	低值异常持续发震	恢复均值	多台和达法	新疆台网
2008 年新疆和静地震(龙海英等,2001a)	5.6	震前 10 个月低值异常	震前 1 个月突跳高值		多台和达法	新疆台网
2006 年河北文安地震(王林瑛等,2008)	5.1	震前持续 1 年低值异常	低值异常恢复均值时发生地震	恢复正常	多台和达法	河北、北京台网
2010 年青海玉树地震(姚家俊等,2012)	7.1	震前 2.5 ~ 4 个月低值后回升	4.7 级前震发生时, 波速比跳跃高值	恢复高值	单台单震	200km 内玉树、曲玛莱、杂多地震台

4 发震时刻确定误差对波速比计算结果稳定性的影响

利用单台多震和达法计算平均波速比主要依赖直达 P 波和 S 波的走时差与直达 P 波的到时。直达 P 波走时的确定, 依赖于直达 P 波的到时与发震时刻的差值计算, 发震时刻确定的精度可直接影响 P 波的走时确定精度。为了对比发震时刻确定的精度可能对波速比计算精度的影响, 本研究利用了山西地区 2001 年 1 月 ~ 2014 年 3 月产出的精定位数据, 分别选取不同的发震时刻残差, 如: 残差小于 1.0、0.5、0.25 和 0.20s 的地震进行波速比的计算, 同时满足如下计算精度限定: ①走时数据个数 = 50 (25 个滑动); ② $T_{s-p} \leq 16s$; ③相关系数 $R \geq 0.95$; ④误差 $\gamma \leq 0.05$ 。以东山台为例, 图 6 分别为东山台选取残差小于 1.00、0.50、0.25、0.20s 的地震所计算的波速比随时间变化曲线。从理论上分析, 发震时刻的残差越小, 波速比计算结果的精度也越高。由图 6 可见, 随着残差的减小, 波速比波动范围也相应的缩小; 随着残差的增大, 得到的波速比的地震数量增多, 波速比波动变化也会相对较大, 且与残差小于 0.25s 和小于 0.2s 的变化趋势有所不同, 震后 2010 年 10 月的由低值向高值的恢复过程显现出来。因此, 如果取发震时刻的残差很小, 虽然提高了计算结果的稳定性和可靠性, 但波速比变化的细节被过滤掉很多。就东山台资料而言, 取发震时刻的残差小于 0.5s 的样本, 即可以保证计算结果的稳定性, 也可以得到较好的波速比变化细节。因此, 在

日常分析预测跟踪中,首先应该确定每个台站发震时刻残差阈值,以确保波速比计算结果的科学性和稳定性。

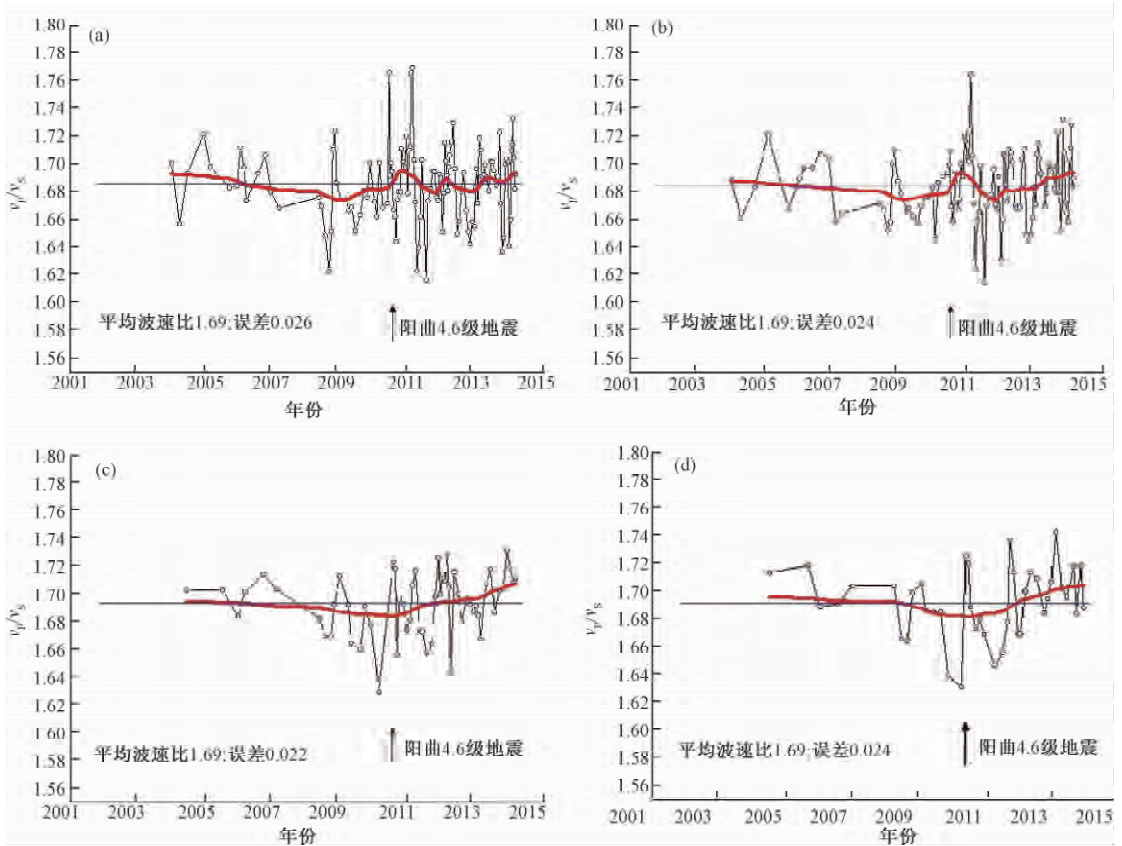


图6 东山台发震时刻确定误差对波速比计算结果稳定性的影响

(a) 残差小于 1.0s; (b) 残差小于 0.5s; (c) 残差小于 0.25s; (d) 残差小于 0.2s

粗线为 50 次地震事件的滑动平均值

5 结论与讨论

本文利用单台多震和达法对山西地区的波速比进行分析,结合已有研究成果,得到如下结论:

(1) 波速比反映了震源路径介质的速度变化,理论上与地震波走时密切相关。从本文的研究结果来看,要想确保波速比计算结果的稳定性以及细节变化,在资料选取时,确定每个台站发震时刻残差阈值是关键。

(2) 尽管本次研究区仅有 3 次中等以上震例,但从波速比计算结果来看,3 次地震前波速比异常具有共性的特点,即近台波速比异常比远台的出现时间晚,且远台波速比异常一般出现在震前 6 个月至 1 年,近台则基本在震前 10 天至 2 个月不等。可利用出现异常的近台与远台包围的区域来缩小地点预测范围。目前存在异常的台站为北部的山自皂台、保德台和中部的东山台,结合 21 次震例波速比研究结果推断,应关注山西中北部这一区域的地震

危险性。

致谢:对中国地震局地球物理研究所王林瑛研究员和山西省地震局宋美琴研究员的指导表示衷心的感谢。

参考文献

- 蔡静观、张喜玲、李永莉,1999,云南地区波速比异常图像的南北差异,西北地震学报, **21**(4),363~369。
- 都昌庭、徐兰芬、冀金梅,1997,门源6.4级、共和7.0级地震前后波速比变化特征,高原地震, **9**(2),40~45。
- 冯德益,1981,地震波速异常,7,11~14,33,168~178,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, **6**(1),26~34。
- 李善邦,1981,中国地震,522~532,566~568,北京,地震出版社。
- 李艳娥、王林瑛、郑需要,2014,汶川地震前后波速比变化特征的再研究,地震学报, **36**(3),425~432。
- 林眉、王洪水、冀东普等,2010,菏泽-濮阳及附近地区震源深度及波速比变化,华北地震科学, **28**(1),31~35。
- 刘继禄、阎瑞贞,1999,大同-阳高地震前后地震波速比在源区与场区的变化特征,山西地震, (3),10~14。
- 刘继禄、张从珍、曹肃朝等,2001,张北6.2级地震前后波速比在源区与场区的变化特征,华北地震科学, **19**(2),14~20。
- 龙海英、聂晓红、唐兰兰,2001a,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。
- 龙海英、聂晓红、唐兰兰,2001b,新疆乌苏5.1级地震前波速比异常震例研究,地震研究, **34**(2),126~130。
- 钱晓东、苏有锦,2013,2008年攀枝花6.1级地震前后波速比变化研究,地震研究, **36**(1),15~23。
- 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,地震学报, **30**(3),240~253。
- 王林瑛、李艳娥、李芳等,2011,汶川地震前后地震波速比和视速度变化特征的研究,地震学报, **33**(1),1~14。
- 王林瑛、李艳娥、郑需要,2014,芦山 M_s 7.0强震前单台波速比变化特征研究,地震学报, **36**(1),42~58。
- 徐鑫、刘东旺、刘泽民,2013,安徽及邻区中强震前波速比变化研究,华北地震科学, **31**(1),16~19。
- 姚家俊、王培玲、刘文邦,2012,玉树7.1级地震前后波速比变化特征分析,高原地震, **24**(3),6~10。
- 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。
- 周龙泉、刘杰、张晓东,2007,2003年大姚6.2和6.1级地震前三维波速结构的演化,地震学报, **29**(1),20~30。
- 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。

The variation of v_p/v_s at single seismic station of Shanxi region studied by Wadati method of single station and multi-earthquake

Weng Zhaoqiang¹⁾ Liang Xiangjun^{2,3)} Wu Haoyu^{2,3)} Liu Linfei^{2,3)} Li Li^{2,3)}

1) Shantou Seismic Station, Earthquake Administration of Guangdong Province, Shantou 515063, Guangdong, China

2) Earthquake Administration of Shanxi Province, Taiyuan 030021, China

3) State Key Observatory of Shanxi Rift System, Taiyuan 030025, China

Abstract Based on the seismic phase data recorded by the Shanxi Digital Seismic Network from January, 2001 to October, 2014, this study calculates wave velocity ratio v_p/v_s of the Shanxi region by using the Wadati method of single station and multi-earthquake, and discusses the variation of wave velocity ratio v_p/v_s before or after 3 earthquakes with $M_s \geq 4.5$ in 2010. The results show that the anomaly of wave velocity ratio v_p/v_s at remote stations occurs from 6 months to 1 year before those 3 earthquakes. The anomaly of wave velocity ratio v_p/v_s at near stations occurred from 10 days to 2 months before the 3 earthquakes. We can shrink the earthquake prediction location by the range of remote and near stations. The Dongshan Seismic Station result indicates that the residuals of earthquake origin time influence the variation details of wave velocity ratio v_p/v_s . Therefore, we should firstly determine the residual threshold of original times at each station in the practical applications, to ensure the scientificity and stability of calculated results of wave velocity ratio.

Key words: Wadati method of single station and multi-earthquake Wave velocity ratio v_p/v_s Shanxi region