

梁建宏, 孙丽, 徐志国, 刘杰. 2015. 2013 年四川芦山 $M_s7.0$ 地震自动速报震级偏差分析及方法改进. 地震学报, 37(6): 983–996. doi:10.11939/jass.2015.06.009.

Liang J H, Sun L, Xu Z G, Liu J. 2015. Analysis on magnitude deviation of the 2013 Lushan, Sichuan, $M_s7.0$ earthquake from Automatic Earthquake Location and Report System and its improvement. *Acta Seismologica Sinica*, 37(6): 983–996. doi:10.11939/jass.2015.06.009.

2013 年四川芦山 $M_s7.0$ 地震自动速报 震级偏差分析及方法改进^{*}

梁建宏^{1),*} 孙 丽^{1,3)} 徐志国²⁾ 刘 杰¹⁾

1) 中国北京 100045 中国地震台网中心

2) 中国北京 100081 国家海洋环境预报中心

3) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球和空间科学学院

摘要 使用震中距 320 km 范围内 40 个台站的波形记录, 大致还原了 2013 年 4 月 20 日芦山 $M_s7.0$ 地震的自动速报震级测定过程. 结果表明, 在中国地震局对外发布自动速报参数的时间点上, 震级还处于快速上升段, 此时测得的标准震级为 $M5.8$, 与对外公布的标准震级 $M5.9$ 比较一致, 却远小于之后人工修订的震级 $M7.0$. 分析芦山地震自动速报震级偏差较大的原因: ① 使用限幅记录, 造成震级低估; ② 地震参数发布过于强调快而忽略了准, 参数发布时有些台站的 S 波(或 L_g 波)未到达或未完全到达, 造成计算的平均震级偏小. 通过选择合适的震中距范围, 减小限幅记录的影响并适当延时, 在震后 137 s 得到震级为 $M6.8$. 另外, 应用 M_{WP} 震级测定方法, 在震后 77 s 获得矩震级为 $M_w6.8$, 显示该方法在测定矩震级时具有快速稳定的优势. 基于上述研究结果, 本文提出改进自动测定震级的措施和方法: ① 对于 $M < 7.0$ 的地震, 在使用 M_L 震级测定方法确定震级时, 需在无限幅台站占绝对优势的震中距范围内使用无限幅记录, 并延时到最远台站的 S 波(或 L_g 波)最大振幅到达后测定 M_L ; ② 应用 M_{WP} 震级测定方法测定大地震的矩震级.

关键词 芦山 $M_s7.0$ 地震 地震自动速报 震级测定方法 M_L M_{WP}

doi:10.11939/jass.2015.06.009 中图分类号: P315.3⁺2 文献标志码: A

Analysis on magnitude deviation of the 2013 Lushan, Sichuan, $M_s7.0$ earthquake from Automatic Earthquake Location and Report System and its improvement

Liang Jianhong^{1),*} Sun Li^{1,3)} Xu Zhiguo²⁾ Liu Jie¹⁾

1) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2) National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081, China

3) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China,
Hefei 230026, China

^{*} 基金项目 地震科技星火计划项目(XH15048)和经常性项目“国家自动速报中心(CSN/GSN)运维及系统优化”共同资助.

收稿日期 2015-01-26 收到初稿, 2015-05-02 决定采用修改稿.

^{*} 通讯作者 e-mail: liangjh@seis.ac.cn

Abstract: The procedure of automatic determination of magnitude for the 20 April 2013, Lushan $M_s 7.0$ earthquake is roughly reproduced by using the waveforms from 40 stations within epicentral distance of 320 km in this paper. The results demonstrate that the magnitude is rising quickly when the parameters of this earthquake were issued by China Earthquake Administration (CEA). At the moment, the measured standard magnitude $M 5.8$ is consistent well with the $M 5.9$ announced by CEA at almost the same time, but it is much smaller than $M 7.0$ revised by the analyst later. The magnitude determined by Automatic Earthquake Location and Report System deviates largely, and the reasons are: ① The usage of clipped records underestimated the magnitude; ② Rapidness is emphasized and the accuracy is neglected. S (or Lg) wave is absent at some stations when the earthquake parameters are issued, resulting in the magnitude smaller. Therefore, by reducing the effect of clipped records within a proper epicentral range and delaying some seconds, the magnitude will be 6.8 at 137 s after occurrence of the earthquake. Additionally, the determination method of M_{WP} is applied and $M_w 6.8$ is available at 77 s after the earthquake, suggesting the determination method of M_{WP} can be applied to get a stable moment magnitude rapidly. Finally, we propose the following measures for improving the method for magnitude determination by Automatic Earthquake Location and Report System. ① The determination method of M_L is used for the events with magnitude less than 7.0. In this case, M_L should be determined with seismograms without clipped records, selected from the stations within a proper epicentral range in an area where the number of seismograms without clipped records is absolutely predominant. Meanwhile, the determination method of M_L should be delayed until the furthest station receives the maximum amplitude of S (or Lg) wave. ② The method for the M_{WP} determination is able to be applied to determine the moment magnitude for large earthquakes.

Key words: Lushan $M_s 7.0$ earthquake; Automatic Earthquake Location and Report System; magnitude determination method; M_L ; M_{WP}

引言

由计算机软件自动测定地震参数并完成发布已经成为全球地震台网的普遍做法。根据目的不同,发布地震参数的时间有长有短。例如地震早期预警在震后数秒至数十秒发布地震参数,海啸预警震后数分钟发布地震参数。相对于我国传统人工测定地震参数并在震后数十分钟完成发布的人工速报,本文所说的自动速报是指由计算机软件自动测定地震参数,通常在震后 1—3 分钟发布地震信息的过程。

大地震震级的自动测定无论是对地震早期预警、海啸预警等紧急地震警报的发布,还是对地震灾害的评估和判定都具有重要的应用价值。一系列快速测定震级的方法被提出,例如,用于地震早期预警的由初至 P 波数秒波形资料确定震级的方法(Wu, Teng, 2002; Allen, Kanamori, 2003; Wu *et al*, 2006, 2007; Yamada, Ide, 2008; Yamada, Mori, 2009; Allen, Ziv, 2011),用于海啸预警的由 P 波或 S 波数十秒波形资料确定震级的方法(Tsuboi *et al*, 1995, 1999; Kanjo *et al*, 2006; Zollo *et al*, 2006; Hara, 2007; Lomax

et al, 2007; Lomax, Michelini, 2009; Katsumata *et al*, 2013), 以及用于一般为快速发布地震参数而使用的方法 (Saul, Bormann, 2007; Delouis *et al*, 2009; Earthworm, 2011; Vallée *et al*, 2011; SeisComp3, 2013). 然而, 与经过人工仔细分析测定的震级大小相比, 由计算机软件自动测定的震级或多或少存在偏差, 特别是对于大地震震级, 其偏差有时较大. 分析导致这些偏差的原因, 进而改进自动测定震级的方法, 向政府和社会公众发布比较准确的地震参数具有重要的现实意义.

中国地震局于 2013 年 4 月开始正式向社会提供地震自动速报信息服务. 自动速报信息通过多种手段实时向政府、媒体和社会公众发布, 在政府应急响应和救灾决策以及引导社会公众知灾避灾中发挥了重要作用, 产生了良好的社会效益. 两年多的运行表明, 地震自动速报信息服务能够在 2 分钟内发布国内地震参数, 对于中小地震发布的参数比较准确, 而对于强震发布的震级则往往偏小.

2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M_s 7.0$ 地震是中国地震局正式向社会提供地震自动速报信息服务后遇到的第一个有社会影响的地震, 震后 57 s 发布了此次地震的震中和震级, 发布的标准震级为 $M 5.9$; 震后 12 分钟中国地震台网中心正式测定了此次地震参数, 标准震级为 $M 7.0$. 芦山地震自动速报发布的震级偏小较多, 引起了一些社会公众和专业人士对地震自动速报服务能力的质疑. 如何改进自动速报震级测定方法, 提升自动测定地震参数的精准度是我们必须面对的问题.

1 芦山地震参数速报

目前对地震参数的发布采用先自动、后人工的两个阶段模式. 首先由计算机软件系统发布自动测定的地震参数, 然后人工发布正式测定结果. 根据中国地震局颁布的《地震速报技术管理规定》, 地震速报发布的震级为标准震级 M , 标准震级 M 由地震面波测定 (国家质量技术监督局, 1999). 实践中, 若有面波震级, 标准震级 M 的大小就等于面波震级大小; 若无面波震级, 则将其余类型的震级用经验统计关系转换为标准震级. 本文涉及的震级如未标明具体类型, 均为标准震级 M .

目前中国地震局共开发 3 套自动测定地震参数的软件系统, 组成提供自动地震速报信息服务的支撑软件系统, 部署在我国 5 个片区和 2 个地震台网中心, 分别为东北、华北、西北、东南、西南 5 个片区的“区域自动速报软件系统”以及广东地震台网中心的“国家地震速报备份软件系统”和国家测震台网中心的“中国及全球地震自动速报软件系统”.

对于一次地震的自动测定, 目前规定如果有两套以上的软件系统测定地震参数, 国家测震台网中心的综合触发系统就会对外发布一个合成的结果. 目前运行的 3 套自动测定地震参数的软件系统在测定区域地震震级时, 普遍采用近震震级 M_L , 并根据郭履灿^①于 1971 年由邢台地震余震资料得出的经验关系 $M = 1.13M_L - 1.08$, 将 M_L 转换为标准震级 M .

2013 年 4 月 20 日 8 时 2 分 46 秒, 四川芦山发生 $M_s 7.0$ 强烈地震. 部署在不同片区和地震台网中心的 3 套软件系统以及国家测震台网中心的值班人员分别在不同时间速报了此次地震的参数, 于震后 57 s 对外发布了自动速报结果; 震后 12 分钟, 发布了人工正式速报结果. 按照地震参数产出时序, 给出了具体速报过程, 如表 1 所示.

① 郭履灿. 1971. 华北地区的地方性震级 M_L 和面波震级 M_s 经验关系 (全国地震工作会议资料).

表 1 芦山地震速报过程

Table 1 The rapid information report history for the Lushan earthquake

序号	测定系统/方式	测定时间	测定参数		
		时:分:秒	北纬/°	东经/°	M
1	国家地震速报备份软件系统	08:03:30	30.3	103.0	5.9
		08:06:37	30.3	103.2	6.9
2	中国及全球地震自动速报软件系统	08:03:42	30.0	103.0	5.8
		08:04:51	30.3	103.0	6.5
3	基于 1, 2 结果综合触发系统	08:03:43	30.1	103.0	5.9
4	西南片区区域自动速报软件系统	08:04:52	30.3	103.0	6.8
5	国家测震台网中心人工速报	08:14:04	30.3	103.0	7.0

由上述速报过程可见,与人工正式测定结果相比,各自动测定地震参数的软件系统产生的参数中震中经纬度误差较小,震级在不同的时间偏差不同,且用时越少,震级偏差越大.1 分钟内产生的震级 $M < 6.0$,2 分钟左右产生的震级为 $M 6.8$,4 分钟内产生的震级达到 $M 6.9$.可见,2 分钟以后产生的震级接近人工正式速报震级.

作为自动速报信息服务三大支撑软件系统之一,中国及全球地震自动速报软件系统(以下简称自动速报系统)于震后 56 s 发布了芦山地震震级为 $M 5.8$,这直接导致综合触发系统对外发布的震级为 $M 5.9$.本文以自动速报系统发布用时和中国地震台网连续波形记录为基础,大致还原了芦山地震自动速报系统的震级测定过程,分析了震级偏差较大的原因,并在此基础上提出了改进措施.

2 自动速报系统测定震级的偏差分析及方法改进

2.1 现行自动测定震级的方法

芦山地震发生前,自动速报系统在测定区域地震的震级时,采用近震震级 M_L .对于近震震级 M_L 的计算,1959 年李善邦将里克特采用的伍德-安德森测量 M_L 的公式过渡到适用于中国台网短周期地震仪测算的 M_L 震级中(国家地震局震害防御司,1992),其表达式为

$$M_L = \lg A + R(\Delta)_{\text{李}}, \quad \Delta \leq 600 \text{ km}, \quad (1)$$

式中, $A = (A_E + A_N)/2$ 为东西、南北两水平向位移记录最大值的平均值, $R(\Delta)_{\text{李}}$ 为量规函数.

按照 M_L 震级定义及《地震及前兆数字观测技术规范》的要求(中国地震局,2001),若使用目前中国地震台网普遍部署的宽频带地震仪产生的记录计算 M_L ,则需将宽频带记录仿真为短周期位移记录.传统的仿真方法主要为频域法,须在事件记录结束后才可以进行,不适用于近实时快速确定震级.金星等(2004)提出了在时域中将宽频带速度或加速度记录实时仿真为位移记录的方法.该方法可简化实时计算近震震级 M_L 的步骤,提高了计算速度和效率.金星等(2004)提出的由地面速度时程计算位移时程的公式为

$$x_{k-1/2} = b_1 x_{k-3/2} + b_2 x_{k-5/2} - S_0(\Delta t)[\delta v_k + (1-3\delta)v_{k-1} - (1-3\delta)v_{k-2} - \delta v_{k-3}], \quad (2)$$

其中,

$$\begin{cases} b_1 = 2\exp(-\xi\omega_0\Delta t)\cos(\omega_d\Delta t), \\ b_2 = -\exp(-2\xi\omega_0\Delta t), \\ S_0 = (1-b_1-b_2)/(\omega_0\Delta t)^2, \\ \omega_d = \omega_0\sqrt{1-\xi^2}, \end{cases}$$

式中: x_k 为 k 点的位移; v_k 为 k 点的速度; Δt 为采样间隔; δ 为与 $\Delta t/T_0$ 有关的参数, 取值为 0.0913; $\omega_0 = 2\pi/T_0$, T_0 为单自由度系统的自振周期; ξ 为阻尼比。

将宽频带速度或加速度记录实时仿真为位移记录的方法具有速度快、精度高的特点, 可广泛用于地震动参数的实时计算中。为了简单并易于实时计算, 自动速报系统在测定震级时, 将垂直向宽频带速度记录逐点实时仿真为短周期位移记录。随着时间的推移, 不断获取和更新垂直向仿真短周期位移记录的最大值和最小值, 将最大值与最小值的绝对值的和作为最大峰-峰值, 代替式(1)中的 A , 并由式(1)计算近震震级 M_L 。虽然这里 A 的取值与式(1)中 A 的规定取值有所不同, 但实践证明该计算得出的 M_L 与严格按照式(1)中 A 的定义计算出的 M_L 差别很小。

同样在自动测定震级过程中, 为了使数据处理得简单并把时效发挥到最大, 对于每一个台站, 即使 S 波(或 L_g 波)的最大振幅还未到达, 也使用该台站的 P 波计算震级。对多个台站的 M_L 取其平均值, 这样, M_L 震级实时更新, 直到事件结束, 得到最终的 M_L 震级。

2.2 芦山地震自动速报系统测定震级偏差的原因分析

中国地震局对外发布芦山地震自动速报结果是震后 57 s, 考虑到数据包长度、信息流转和完成发布所需时间, 产出此结果时可利用的波形数据大约到震后 50 s。根据地震走时表可知, 从震中出发的 P 波传播 50 s 时可到达的最远震中距约为 $3.1^\circ(345 \text{ km})$ 。根据拾取到时需初至 P 波到达台站后持续一小段时间, 以及从实时数据包到计算出震级中间处理过程所需时间计算, 可用台站的最远震中距大约为 320 km。

芦山地震震中距 380 km 范围内的台站分布如图 1 所示。各台站装配的均为宽频带地震仪。可以看出: 在震中距 320 km 范围内的可用台站共有 40 个, 分布在图 1 中蓝色圆圈内, 其中限幅台站 23 个, 未限幅台站 17 个; 靠近震中的绝大多数台站记录限幅。图 2 为震中距 320 km 范围内部分台站的速度记录。

在震中距 320 km 范围内, 最近的 MDS 台记录限幅, 其原始宽频带记录、仿真短周期位移记录、仿真短周期位移最大峰-峰值及 M_L 随时间的变化如图 3 所示。可以看出在震后 28 s(实际为震后可用数据时间长度达到 28 s, 后叙震后具体时间如无特别说明, 含义与此相同), M_L 达到最大, 其值仅为 5.4。作为对比, 较远的 RTA 台记录未限幅, 其原始宽频带记录、仿真短周期位移记录、仿真短周期位移最大峰-峰值及 M_L 随时间的变化如图 4 所示。可以看出在震后 97 s, S 波最大振幅到达, M_L 为 6.7。显然记录限幅的 MDS 台严重低估了震级的大小。

自动速报系统测定地震参数所使用的是靠近震中台站的波形数据, 在测定芦山地震时对震级的量算方法和发布策略尚不完善, 未考虑限幅记录的影响, 因此将记录限幅的台站也参与到本次地震震级的计算中。图 5 给出了震中距 320 km 范围内所有 40 个台站参与芦山地震震级测定时, 平均 M_L 随时间的变化。可以看出, 震后 0—60 s 为震级快速上升段, 60—100 s 为震级平稳上升段。在震后 50 s 时, 平均 M_L 为 6.1, 转换到标准震级为 $M5.8$, 该值与中国地震局对外发布的标准震级 $M5.9$ 比较一致。由于在震后 50 s 时, 震级还处于快速上升段, 因此此时计算的 M_L 无疑会偏小。

通过上述对芦山地震自动测定震级过程的还原可知, 此次地震自动速报震级偏小的原因有两个: 一是自动速报系统在计算震级时使用了占较大比例的限幅记录, 由限幅记录计算的过小震级(如 MDS 台的震级为 $M5.4$)的贡献导致平均震级偏小; 二是在发布此次地震

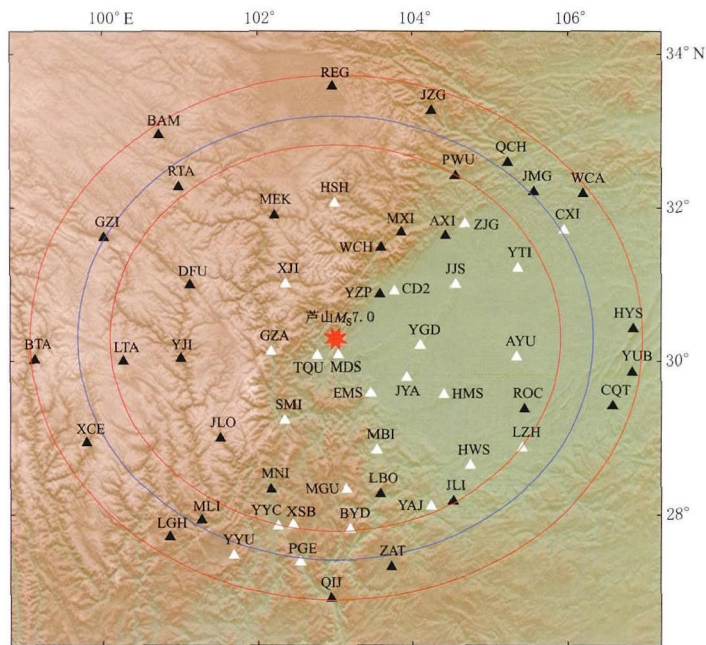


图 1 2013 年 4 月 20 日芦山 $M_s7.0$ 地震周边地震台站分布
白色三角形为记录限幅台站, 黑色三角形为记录未限幅台站, 蓝色圆圈表示震中距为 320 km,
两个红色圆圈分别表示震中距为 280 km 和 380 km

Fig. 1 Distribution of stations around the Lushan $M_s7.0$ earthquake on April 20, 2013
The white triangles and black triangles represent the stations with clipped records and without clipped records, respectively. The blue circle and two red circles represent the epicentral distances of 320 km, 280 km and 380 km, respectively

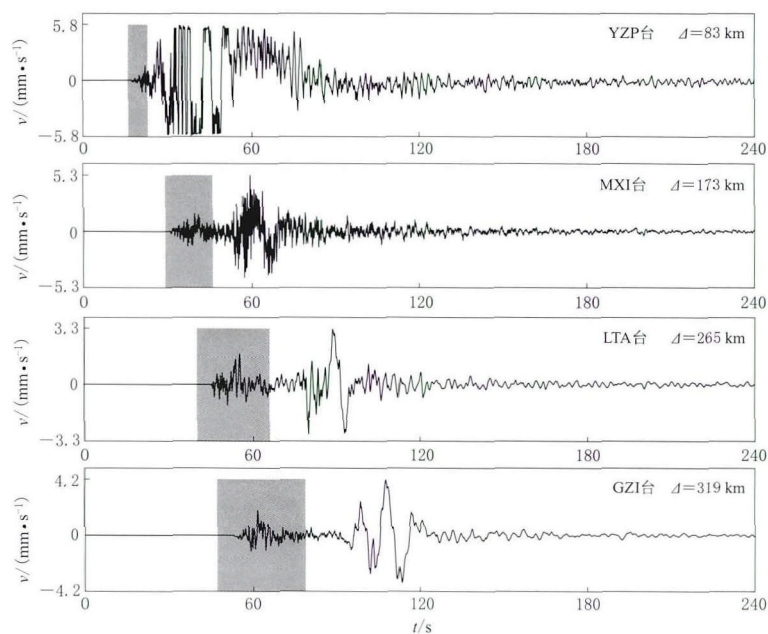


图 2 芦山 $M_s7.0$ 地震震中距 320 km 范围内部分台站的速度记录图
横轴 t 为相对于芦山地震发震时刻的时间(下同), 灰色框为计算 M_{WP} 的 P 波时间窗

Fig. 2 The seismograms of velocity recorded by some stations within the epicentral distance of 320 km
The horizontal axis t represents the time relative to the origin time of Lushan earthquake (the same below),
the time window of P wave used for M_{WP} calculation is marked with gray box

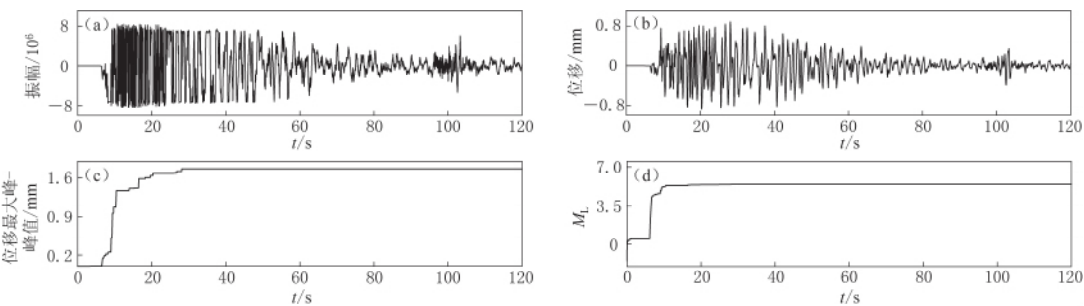


图 3 MDS 台由原始宽频带记录到得出 M_L 的处理过程

(a) 原始宽频带记录；(b) 仿真短周期位移记录；(c) 仿真短周期位移最大峰-峰值；(d) M_L 随时间的变化
Fig. 3 The process from raw broadband seismogram to M_L determination for the station MDS
(a) The raw broadband seismogram; (b) The seismogram of simulated short period displacement; (c) The maximum peak-to-peak value of simulated short period displacement; (d) M_L variation with time

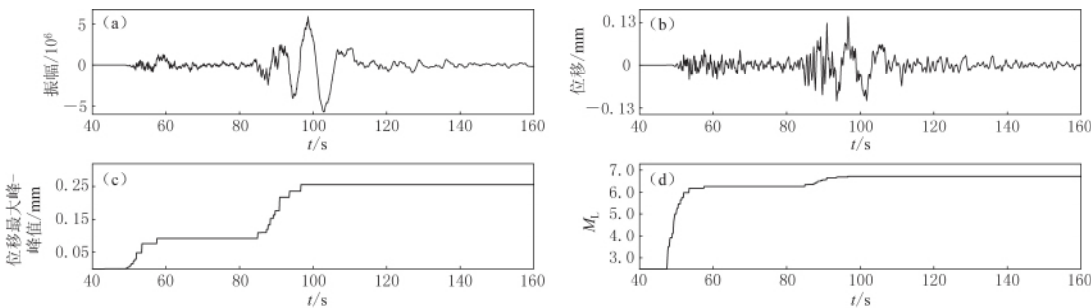


图 4 RTA 台由原始宽频带记录到得出 M_L 的处理过程

(a) 原始宽频带记录；(b) 仿真短周期位移记录；(c) 仿真短周期位移最大峰-峰值；(d) M_L 随时间的变化
Fig. 4 The process from raw broadband seismogram to M_L determination for the station RTA
(a) The raw broadband seismogram; (b) The seismogram of simulated short period displacement; (c) The maximum peak-to-peak value of simulated short period displacement; (d) M_L variation with time

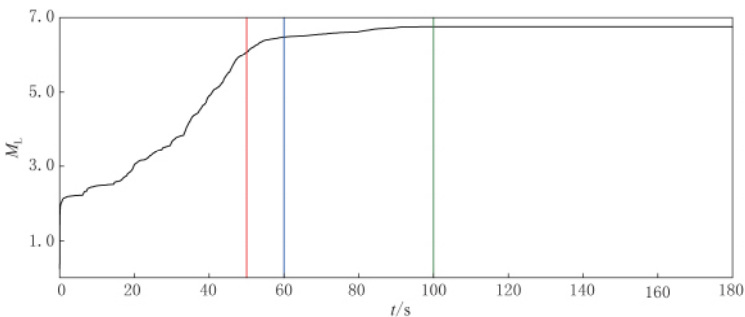


图 5 由震中距 320 km 范围内全部 40 个台站测得的平均 M_L 随时间的变化
红色、蓝色和绿色竖线分别表示震后 50 s, 60 s 和 100 s 的时间点

Fig. 5 Variation of mean M_L determined by all 40 stations within the epicentral distance of 320 km with time

The red, blue and green lines represent the time 50 s, 60 s and 100 s from origin time, respectively

自动速报参数的时间点上(此时可用波形截至震后 50 s)，部分较远台站(如图 4 中的 RTA 台)的 S 波(或 L_g 波)未到达或未完全到达，其震级主要通过 P 波得到，故所得震级明显偏

小,造成平均震级也偏小.

需要指出的是,虽然自动速报系统在芦山地震定位和量算震级时实际使用的台站与本文使用的 40 个台站有些出入,但使用该 40 个台站计算震级的过程大致还原了自动速报系统当时测定震级的实际情形,因此由本文分析得到的自动速报震级偏小的原因符合实际情况.

2.3 对自动测定震级方法的改进措施

由于无法预知限幅的影响有多大,因此使用近台限幅记录参与震级计算显然不确定性较大. 如果在某一震中距范围外,所有记录都不限幅,则如此计算的 M_L 能够较真实地反映地震震级的大小. 然而等待某一震中距范围外所有记录都不限幅需要付出时间成本,而自动速报的优势恰恰体现在时效上,因此需要在准确性和时效性之间折中. 为此,我们设定两个震中距 Δ_1 和 Δ_2 , $\Delta_1 < \Delta_2$, $\Delta_2 - \Delta_1 = 100$ km. 在 Δ_1 和 Δ_2 范围内,如果可用地震台站数量大于等于 20,且未限幅台站数与台站总数的比值大于 0.75(即 3/4 以上的台站未限幅),我们就使用该震中距范围内未限幅记录计算 M_L ,各台 M_L 取其平均值,代表此次地震真实的 M_L 震级.

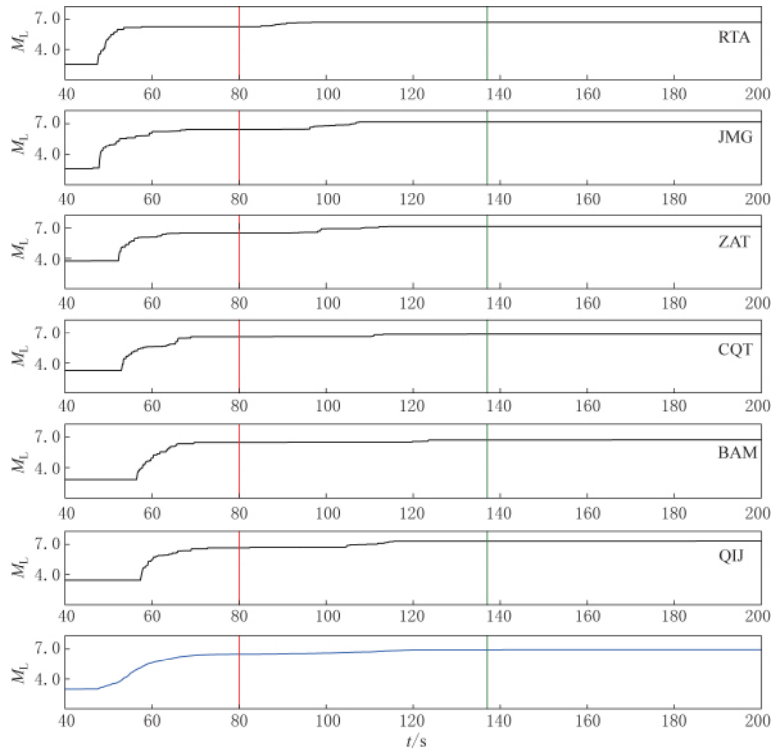


图 6 由震中距 280—380 km 范围内部分未限幅台站测得的 M_L 及全部未限幅台站测得的平均 M_L 随时间的变化
黑色曲线和蓝色曲线分别为各台 M_L 和平均 M_L 随时间的变化,红色竖线和绿色竖线分别表示震后 80 s 和 137 s 的时间点

Fig. 6 Variation of M_L determined by some stations without clipped records and mean M_L determined by all stations without clipped records with time with the epicentral distances from 280 km to 380 km
The black and blue curves represent the M_L and the mean M_L , the red and green lines represent the time 80 s and 137 s from origin time

对于芦山地震, 从 $\Delta_1 = 0$ km 开始, 按步长 10 km 逐渐增大, 直到 280 km 时, 满足在 Δ_1 与 Δ_2 范围内台站数量大于等于 20, 且 3/4 以上台站未限幅的条件. 震中距为 280—380 km 之间的台站位于图 1 中两个同心红色圆之间的环状地带, 其中有 17 个未限幅台站, 5 个限幅台站. 使用 17 个未限幅台站计算芦山地震的震级, 部分台站 M_L 随时间变化及全部台站平均 M_L 随时间的变化如图 6 所示. 可以看出: 从初至 P 波到达至震后约 80 s (红色竖线标示位置), 各台站 P 波最大振幅相继到达, 震级急速变化; 从震后 80 s 到约 137 s (绿色竖线标示位置), 各台站 S 波 (或 L_g 波) 最大振幅陆续到达, 震级逐渐变大, 但变化趋缓. 因此, 若在震后 137 s 之前发布此次地震参数, 尽管可以获取更好的时效, 但却牺牲了震级的精度, 导致震级偏小. 只有等到震后 137 s, 即各台站 S 波 (或 L_g 波) 最大振幅到达后发布震级, 此时 M_L 达到最大值 6.9, 转换为标准震级为 $M 6.8$, 远大于 50 s 时所发布的标准震级 $M 5.8$, 也更加接近人工正式测定的结果.

综合上述使用不同震中距范围内的台站, 在不同时间点测得具有不同精度震级的研究, 以及现阶段自动速报的目的, 本文认为现行的自动测定震级方法是可行的, 但需要调整台站选取原则和震级发布的时间策略. 对于 $M < 7.0$ 的地震, 需在未限幅台站占绝对优势的震中距范围内, 使用未限幅记录量取 M_L , 并作适当延时, 延时到该范围最远台站的 S 波 (或 L_g 波) 最大振幅达到后, 震级在一定时间间隔内不再变化时, 再确定地震事件的震级. 如此确定的震级稳定可靠, 同时也在一定程度上兼顾了对时效的要求.

另外需指出的是, 由于 M_L 在 7.0 左右时震级会饱和, 因此原则上不能使用 M_L 测定 $M_L \geq 7.0$ 的地震. 对于 $M_L \geq 7.0$ 地震震级的测定, 需要使用新的震级测定方法, 如下文所讨论的 M_{WP} 震级测定方法.

3 M_{WP} 震级及其在芦山地震中的应用

Tsuboi 等 (1995, 1999) 发展了一种快速测定矩震级 M_w 的方法, 该方法利用宽频带地震仪记录的 P 波初始部分来计算标量地震矩和矩震级, 能够快速得到大地震的矩震级. 该方法的原理为, 在均匀球状介质中, 考虑在 x_s 处的双偶极子点源激发的地震波, 在 x_r 处接收到的远场 P 波位移的垂直分量为

$$u_z(x_r, t) = \frac{F^P \dot{M}_0(t - T_P) R_s(x_r)}{4\pi\rho\alpha^3 R^P(x_r, x_s)} Q(t^*), \quad (3)$$

式中, F^P 为双偶极子震源机制确定的辐射图型, $\dot{M}_0(t)$ 为地震矩随时间的变化率 (矩率), T_P 为 P 波走时, $R_s(x_r)$ 为自由表面放大因子, R^P 为几何扩散因子, $Q(t^*)$ 为地震波衰减项, ρ 和 α 分别为 P 波传播路径上介质的平均密度和 P 波平均速度. 将式 (3) 积分得到地震矩为

$$M_0(t) = \int u_z(x_r, t) dt \frac{4\pi\rho\alpha^3 R^P(x_r, x_s)}{F^P R_s(x_r) Q(t^*)}. \quad (4)$$

假设式 (4) 中 $M_0(t)$ 的最大值代表地震事件的地震矩, 则由此可得矩震级 M_w . 为了从实际记录的地震图中得到 M_0 , 对一些参数作了近似. 取 $R^P \approx 1.2r$ (r 为震中距), $R_s = 1.5$, $Q(t^*) \approx 0.8$, 因此从式 (4) 得到地震矩为

$$M_0 = \max \left[\int u_z(x_r, t) dt \right] \frac{4\pi\rho\alpha^3 r}{F^P}. \quad (5)$$

根据 Tsuboi 等(1995)的研究,对辐射图型进行校正,等价于平均矩震级加上 0.2. 为了快速得到矩震级,在计算单台矩震级时不作辐射图型校正,计算矩震级的近似值,其地震矩为

$$M_0 = \left| \max \left(\int u_z(x_r, t) dt \right) \right| 4\pi\rho\alpha^3 r. \quad (6)$$

取 M_0 为位移积分后的地震图上第一个峰值,使用标准矩震级计算公式(Kanamori, 1977)

$$M_w = \frac{1}{1.5} (\lg M_0 - 9.1) \quad (7)$$

得到 M_w . 而后将平均矩震级加上 0.2, 对辐射图型进行校正. 该震级称为 M_{wp} (Tsuboi *et al*, 1995), 即宽频带 P 波矩震级.

Tsuboi 等(1999)将该方法发展到可以处理深震和远震,其地震矩为

$$M_0 = \max(|p_1|, |p_1 - p_2|) \frac{4\pi\rho\alpha^3 r}{F^p}. \quad (8)$$

p_1 和 p_2 分别为位移积分后的地震图上第一个峰值和第二个峰值.

M_{wp} 作为一种快速稳定的估计震级方法,得到了广泛应用,现已成为太平洋海啸预警中心(PTWC)、美国国家地震信息中心(NEIC)等地震自动处理系统估计震级的方法. Whitmore 等(2002)研究发现, M_{wp} 与哈佛大学产出的矩震级 M_w 有一个与震级大小有关的偏差,可通过 $M_{wp_cor} = (M_{wp_ini} - 1.03)/0.843$ 对 M_{wp} 进行校正. Kanjo 等(2006)使用与震中距有关的 P 波速度 $\alpha = (0.16\Delta + 7.9)$ km/s (Δ 为震中距),代替计算 M_{wp} 的原始公式中常数项 P 波速度 $\alpha = 7.9$ km/s, 提高了计算苏门答腊 2004 年 12 月 26 日 $M_w 9.0$ 地震和 2005 年 3 月 28 日 $M_w 8.6$ 地震的 M_{wp} 精度. Tezel 和 Yanik(2013)使用土耳其区域台网数据计算了 46 次大中地震的 M_{wp} , 在确定 P 波长度时使用了基于台站理论 P 波和 S 波到时的可变窗口.

本文在计算芦山地震 M_{wp} 时,使用 P 波速度 $\alpha = (0.16\Delta + 7.9)$ km/s 代替 P 波速度 $\alpha = 7.9$ km/s, 使用 $[T_p, T_s - 3]$ (T_p 和 T_s 分别为初至 P 波和初至 S 波理论到时)作为 P 波时间窗,如图 2 中灰色框所示,并应用 $M_{wp_cor} = (M_{wp_ini} - 1.03)/0.843$ 对 M_{wp} 进行校正. 在计算 M_{wp} 时,在时间域从初至 P 波到达前 10 s 开始到 P 波窗口结束,逐点计算 M_{wp} . 直到初至 P 波到达后,才认为使用该台站计算的 M_{wp} 有效. 在计算全部有效 M_{wp} 的算术平均值和标准差时,其误差超过标准差的值将被丢弃,重新计算剩余 M_{wp} 的算术平均值,并将其作为事件最终 M_{wp} .

由于计算 M_{wp} 时使用的是 P 波,不包括 S 波,因此 S 波或面波限幅的台站也可用于计算 M_{wp} . 例如, JYA 台原始记录限幅,但在所取的窗口内 P 波(灰色窗内的波形)不限幅(图 7a). 所取的 P 波窗口内原始宽频带记录、位移记录、位移积分绝对值及 M_{wp} 随时间的变化如图 7b 所示. 图中红色竖线位置处取得位移积分绝对值的最大值和相应的 M_{wp} 最大值,可得该台站震级 $M_{wp} = 6.6$. 该时间即为 P 波时间窗结束时间,为震后 27 s.

对于芦山 $M_s 7.0$ 地震,本文使用震中距 320 km 范围内包括限幅台站在内的所有台站计算其 M_{wp} . 根据 Tsuboi 等(1995)和 Tezel 和 Yanik(2013)的研究认为,由于近场效应的影响,震中距太小容易导致 M_{wp} 过大或过小,因此我们排除 50 km 以内的 MDS 台和 TQU 台,用剩余的 38 个台计算此次地震的震级,再剔除与平均值相差 1 倍以上标准差的震级值,所得 M_{wp} 的平均值随时间的变化关系如图 8 所示. 可以看出:在 77 s 之前(红色竖线标

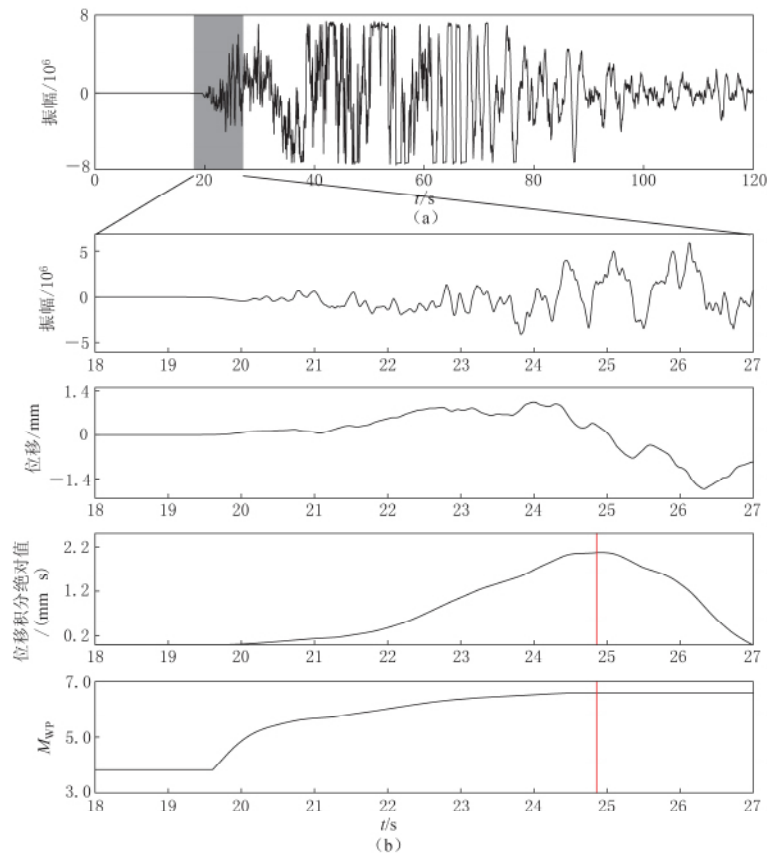


图 7 JYA 台由原始宽频带记录到得出 M_{WP} 的处理过程
(a) 原始宽频带记录；(b) 所取的 P 波窗口内原始宽频带记录、位移记录、
位移积分绝对值及 M_{WP} 随时间的变化

Fig. 7 The process from raw broadband seismogram to M_{WP} determination for the station JYA
(a) The raw broadband seismogram; (b) The raw broadband seismogram, displacement, the integral
absolute value of displacement and M_{WP} variation with time within the required window of P wave

注位置，即最远台站 GZI 的 P 波时间窗截止时间)，只有部分台站的波形数据满足 P 波时间窗，因此只有部分台站的震级是可靠的，而另外一些台站的波形数据只覆盖部分 P 波时间窗，位移积分绝对值可能还未达到最大，导致平均 M_{WP} 较小；随着时间的推移，越来越多台站的波形数据满足 P 波时间窗要求，或者位移积分绝对值达到最大，平均 M_{WP} 逐渐增大，直到震后 77 s，全部台站的位移积分绝对值达到最大，平均 M_{WP} 达到最大值 6.8，至此不再更新。

本文得到的震级为 $M_{WP}6.8$ ，与张勇等(2013)和王卫民等(2013)采用全球地震台网的远震地震波形数据反演得到的矩震级 $M_w6.8$ 和 $M_w6.7$ 相当一致，与全球矩心矩张量得到

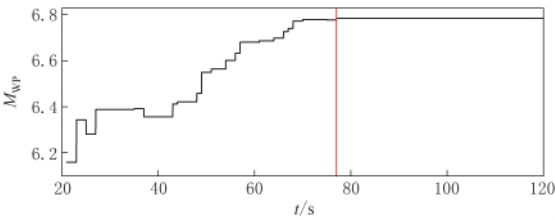


图 8 平均 M_{WP} 随时间的变化

Fig. 8 Variation of the mean M_{WP} with time

的矩震级 $M_w 6.6$ 也差别不大。此外,我们还计算了中国地震台网 805 个可用台站的 M_{wp} , 排除与平均值相差 1 倍以上标准差的震级值, 剩余 678 个台站的 M_{wp} 的平均值为 6.7, 与使用震中距 320 km 范围内台站计算的震级相差无几, 进一步说明了用区域台站资料测定 M_{wp} 是可行的。

4 讨论与结论

本文通过大致还原芦山 $M_s 7.0$ 地震自动速报系统的震级测定过程, 分析了自动速报震级偏差较大的原因: 一是使用了近台限幅记录, 低估了震级; 二是过于强调快而忽略了准。自动速报系统由于采用实时连续、不断更新的方式计算震级, 不同震中距范围内台站的 S 波到达时间不同, 如果发布地震参数过快, 此时有些台站的 S 波(或 Lg 波)未到达或未完全到达, 这时由于没有获取 S 波(或 Lg 波)的最大振幅, 也会造成计算的震级偏小。

选取无限幅记录占绝对优势的震中距范围, 使用该记录并延时到最远台站的 S 波(或 Lg 波)最大振幅到达后测定 M_L , 既改进了测定震级的准度, 同时也兼顾了对时效的要求。即使用改进的 M_L 震级测定方法, 测得 M_L 的最大值, 然而对于 $M_L \geq 7.0$ 地震还存在震级饱和问题。另外, 现行的自动速报系统在发布震级时, 是将测定的 M_L 转换为标准震级 M 。对于标准震级 M 是否应该按照一个经验统计关系从 M_L 转换得到仍存在争议, 郭履灿^①得出的经验统计关系是否可用于不同地区也有待进一步研究。杨晶琼等(2013)利用云南地区地震资料, 得到了该地区 M_L 与 M_s 之间的统计关系($M_s = 1.13M_L - 0.86$); 汪素云等(2010)利用《中国地震年报》和《中国数字地震台网观测报告》资料, 得到了中国地震台网所覆盖地区的经验统计关系($M_s = 0.98M_L + 0.03$)。四川芦山地区目前尚未建立 M_L 与 M_s 之间的统计关系, 这可能也是芦山地震自动速报系统发布的震级与人工速报震级偏差较大的一个原因。

为克服 M_L 震级饱和以及测定时不能使用近台限幅记录的制约, 本文还使用了 M_{wp} 震级测定方法。通过在芦山地震中的应用表明, 尽管该方法是根据点源远场体波理论导出的, 但仍可以应用该方法使用区域台网的波形数据在震后快速得到可靠的震级值。与 M_L 震级测定方法相比, M_{wp} 震级测定方法有 3 个优点: ① 由于只使用 P 波, 因此该方法可使用 S 波限幅记录, 大量近台资料可供使用; ② 当使用宽频带或甚宽频带仪器记录的波形并选取适当的 P 波时间窗时, 震级不易饱和; ③ 选取的时间窗位于 S 波之前, 测定速度更快。另外, 矩震级是目前国际主要地震监测机构优先使用的震级标度, 矩震级的测定比传统震级的测定更有意义。 M_{wp} 震级测定方法是对自动速报系统测定震级方法的重要补充和改进。

基于对自动测定 M_L 震级偏差的分析与研究以及 M_{wp} 震级测定方法的研究与应用, 本文提出了改进目前自动速报系统测定震级的方法: ① 对于 $M < 7.0$ 地震, 用 M_L 确定震级时, 需在无限幅台站占绝对优势的震中距范围内, 使用无限幅记录量取 M_L , 并延时到最远台站的 S 波(或 Lg 波)最大振幅到达后测定 M_L ; ② 使用宽频带波形, 应用 M_{wp} 震级测定方法测定大地震的矩震级。

需要指出的是, 尽管 M_{wp} 震级测定方法以其快速稳定的优点体现出应用于自动测定震

① 郭履灿. 1971. 华北地区的地方性震级 M_L 和面波震级 M_s 经验关系(全国地震工作会议资料)。

级的优势和潜力,但其也有局限性。对于大地震和特大地震,在使用 M_{WP} 震级测定方法时,产出记录波形的地震仪的较窄频带和选取 P 波时过小的时间窗口都有可能造成对震级的低估。特别是对于 $M > 8.0$ 的地震,需选择使用更宽频带(如甚宽频、超宽带)地震仪记录的波形和更远的台站。另外,对于包含多个子事件的大地震, M_{WP} 可能只代表其中一个子事件的震级,也可能导致其对震级的低估。因此,需要在未来进一步发展其它方法。

利用计算机软件自动快速测定地震参数时,误差在所难免,且自动测定与人工测定的震级类型不同,各种不同类型震级之间的转换远非一个统计关系那么简单。我们所能做的是总结经验,不断调整并改进自动测定地震参数的方法,在满足时效性要求的情况下,尽可能发布更准确的地震参数,提高中国地震局自动速报系统服务的质量和效益。

审稿专家对本文提出了宝贵意见, GMT(Wessel *et al*, 2013)和 matplotlib 网站提供了软件包,作者在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 国家地震局震害防御司. 1992. 地震工作手册[M]. 北京:地震出版社: 79.
- Department of Earthquake Disaster Prevention, State Seismological Bureau. 1992. *Earthquake Working Manual*[M]. Beijing: Seismological Press: 79 (in Chinese).
- 国家质量技术监督局. 1999. 地震震级的规定(GB 17740—1999)[S]. 北京:中国标准出版社: 1—2.
- State Bureau of Quality and Technical Supervision. 1999. *General Ruler for Earthquake Magnitude (GB 17740—1999)* [S]. Beijing: China Standards Press: 1—2 (in Chinese).
- 金星, 马强, 李山有. 2004. 利用数字化速度记录实时仿真位移与加速度时程[J]. 地震工程与工程振动, **24**(6): 9—14.
- Jin X, Ma Q, Li S Y. 2004. Real-time simulation of ground displacement and acceleration using digital velocity record [J]. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, **24**(6): 9—14 (in Chinese).
- 汪素云, 王健, 俞言祥, 吴清, 高阿甲, 高孟潭. 2010. 基于中国地震台网观测报告的 M_L 与 M_S 经验关系[J]. 中国地震, **26**(1): 14—22.
- Wang S Y, Wang J, Yu Y X, Wu Q, Gao A J, Gao M T. 2010. The empirical relation between M_L and M_S based on bulletin of seismological observations of Chinese stations[J]. *Earthquake Research in China*, **26**(1): 14—22 (in Chinese).
- 王卫民, 郝金来, 姚振兴. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果[J]. 地球物理学报, **56**(4): 1412—1417.
- Wang W M, Hao J L, Yao Z X. 2013. Preliminary result for rupture process of Apr. 20, 2013, Lushan earthquake, Sichuan, China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **56**(4): 1412—1417 (in Chinese).
- 杨晶琼, 杨周胜, 蔡明军, 许亚吉, 梁勇. 2013. 云南地区近震震级与面波震级转换关系研究[J]. 中国地震, **29**(4): 513—521.
- Yang J Q, Yang Z S, Cai M J, Xu Y J, Liang Y. 2013. Study on the M_L and M_S of conversation in the Yunnan Regional Digital Networks[J]. *Earthquake Research in China*, **29**(4): 513—521 (in Chinese).
- 张勇, 许力生, 陈运泰. 2013. 芦山 4.20 地震破裂过程及其致灾特征初步分析[J]. 地球物理学报, **56**(4): 1408—1411.
- Zhang Y, Xu L S, Chen Y T. 2013. Rupture process of the Lushan 4.20 earthquake and preliminary analysis on the disaster-causing mechanism[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **56**(4): 1408—1411 (in Chinese).
- 中国地震局. 2001. 地震及前兆数字观测技术规范[M]. 北京:地震出版社: 64.
- China Earthquake Administration. 2001. *Specification for Seismic and Precursor Digital Observation Techniques*[M]. Beijing: Seismological Press: 64 (in Chinese).
- Allen R M, Kanamori H. 2003. The potential for earthquake early warning in southern California[J]. *Science*, **300**(5620): 786—789.

- Allen R M, Ziv A. 2011. Application of real-time GPS to earthquake early warning[J]. *Geophys Res Lett*, **38**(16): L16310.
- Delouis B, Charl  ty J, Vallée M. 2009. A method for rapid determination of moment magnitude M_W for moderate to large earthquakes from the near-field spectra of strong-motion records (MWSYNTH)[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **99**(3): 1827–1840.
- Earthworm. 2011. Earthworm modules: Localmag overview[EB/OL]. [2013-05-15]. http://www.earthwormcentral.org/documentation2/ovr/localmag_ovr.html.
- Hara T. 2007. Magnitude determination using duration of high frequency energy radiation and displacement amplitude: Application to tsunami earthquakes[J]. *Earth Planets Space*, **59**(6): 561–565.
- Kanamori H. 1977. The energy release in great earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **82**(20): 2981–2987.
- Kanjo K, Furudate T, Tsuboi S. 2006. Application of M_{WP} to the great December 26, 2004 Sumatra earthquake[J]. *Earth Planets Space*, **58**(2): 121–126.
- Katsumata A, Ueno H, Aoki S, Yoshida Y, Barrientos S. 2013. Rapid magnitude determination from peak amplitudes at local stations[J]. *Earth Planets Space*, **65**(8): 843–853.
- Lomax A, Michellini A, Piatanesi A. 2007. An energy-duration procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential[J]. *Geophys J Int*, **170**(3): 1195–1209.
- Lomax A, Michellini A. 2009. M_{Wpd} : A duration-amplitude procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential from P waveforms[J]. *Geophys J Int*, **176**(1): 200–214.
- Saul J, Bormann P. 2007. Rapid estimation of earthquake size using the broadband P-wave magnitude m_B [EB/OL]. [2013-05-15]. <ftp://ftp.gfz-potsdam.de/pub/home/st/saul/SaulBormannPosterAGU2007.pdf>.
- SeisComp3. 2013. SeisComp3[EB/OL]. [2013-05-15]. <http://www.seiscomp3.org/wiki/doc/applications/scmag>.
- Tezel T, Yanik K. 2013. Improvement in M_{WP} magnitude determinations and applications to earthquakes in Turkey[J]. *Seismol Res Lett*, **84**(6): 991–996.
- Tsuboi S, Abe K, Takano K, Yamanaka Y. 1995. Rapid determination of M_W from broadband P waveforms[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **85**(2): 606–613.
- Tsuboi S, Whitmore P M, Sokolowski T J. 1999. Application of M_{WP} to deep and teleseismic earthquakes[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **89**(5): 1345–1351.
- Vallée M, Charl  ty J, Ferreira A M G, Delouis B, Vergoz J. 2011. SCARDEC: A new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body-wave deconvolution[J]. *Geophys J Int*, **184**(1): 338–358.
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. 2013. Generic Mapping Tools: Improved version released[J]. *EOS Trans AGU*, **94**(45): 409–410.
- Whitmore P M, Tsuboi S, Hirshorn B, Sokolowski T J. 2002. Magnitude dependent correction for M_{WP} [J]. *Sci Tsunami Hazards*, **20**(4): 187–192.
- Wu Y M, Teng T L. 2002. A virtual subnetwork approach to earthquake early warning[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **92**(5): 2008–2018.
- Wu Y M, Yen H Y, Zhao L, Huang B S, Liang W T. 2006. Magnitude determination using initial P waves: A single-station approach[J]. *Geophys Res Lett*, **33**(5): L05306.
- Wu Y M, Kanamori H, Allen R M, Hauksson E. 2007. Determination of earthquake early warning parameters, τ_c and P_d from southern California[J]. *Geophys J Int*, **170**(2): 711–717.
- Yamada T, Ide S. 2008. Limitation of the predominant-period estimator for earthquake early warning and the initial rupture of earthquakes[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **98**(6): 2739–2745.
- Yamada M, Mori J. 2009. Using τ_c to estimate magnitude for earthquake early warning and effects of near-field terms[J]. *J Geophys Res*, **114**(B5): B05301.
- Zollo A, Lancieri M, Nielsen S. 2006. Earthquake magnitude estimation from peak amplitudes of very early seismic signals on strong motion records[J]. *Geophys Res Lett*, **33**(23): L23312.